

Das geologische Profil des Aksudere bei Giresun (Nordost-Anatolien)

Inauguraldissertation

zur Erlangung der Doktorwürde der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

HANS-HELMUT SCHULTZE-WESTRUM

aus Witten/Ruhr

Mai 1961

Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harşit-Tales

Inauguraldissertation

zur Erlangung der Doktorwürde der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

HEINRICH ZANKL

aus Bad Reichenhall

Juni 1961

1. Referent: Prof. Dr.-Ing. Albert Maucher

2. Referent: Prof. Dr. phil. Richard Dehm

Tag der mündl. Prüfung: H.-H. Schultze-Westrum 19. 5 1961

Tag der mündl. Prüfung: H. Zankl 26. 7. 1961

BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

ABHANDLUNGEN · NEUE FOLGE, HEFT 109

Geologisch-Lagerstättenkundliche Untersuchungen
im Ostpontischen Gebirge

von

Albert Maucher, Hans H. Schultze-Westrum und Heinrich Zankl

(Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie
der Universität München)

Mit 3 Abbildungen im Text, 6 Tafeln
und 5 Karten

Vorgelegt von Herrn Albert Maucher
am 2. März 1962



MÜNCHEN 1962

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
IN KOMMISSION BEI DER C.H. BECK'SCHEN VERLAGSBUCHHANDLUNG MÜNCHEN



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547415_0045

A. EINFÜHRUNG, PROBLEMSTELLUNG UND ÜBERSICHT ÜBER DIE ERGEBNISSE

von

ALBERT MAUCHER

INHALT

I. Geographischer Überblick	4
II. Übersicht über die bisherige geologische Erforschung des Ostpontischen Gebirges	5
III. Neuere lagerstättenkundliche Untersuchungen und Problemstellung	8
IV. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse.	10

I. GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Am Nordrand der anatolischen Hochebene verläuft als Randgebirgszug entlang der Südküste des schwarzen Meeres das sogenannte Pontische Gebirge. Es reicht von der Mündung des Sakaria im Westen bis zu der des Çoruh im Osten. Annähernd in seiner Mitte wird es durch das Durchbruchstal des Yeşil Irmak, der nahe der Stadt Samsun mit einem weiten, fruchtbaren Delta ins schwarze Meer mündet, in zwei Hälften geteilt. Diese beiden Hälften unterscheiden sich nicht nur morphologisch. Die Westhälfte – das Westpontische Gebirge – weist einfache Bergformen und geringe Gipfelhöhen auf, während die Osthälfte – das Ostpontische Gebirge – einen ausgeprägten Hochgebirgscharakter hat. In dem weiten Bogen, mit dem das Ostpontische Gebirge die Küste des schwarzen Meeres begleitet, liegen die größten Gipfelhöhen mit rund 3900 m (Kackar-Dağ) im Ostteil; im Mittelteil erreichen die Gipfel bis zu 3000 m und im Westen nur noch bis zu 2000 m.

Im Süden wird das Ostpontische Gebirge durch zwei Längstäler begrenzt. Es sind dies das Tal des Çoruh, der erst von Westen nach Osten fließt und dann am Ende des Gebirges mit seinem Durchbruchstal nach Norden umbiegt, und das Tal des Kelkit, der von Osten nach Westen fließend in den Yeşil Irmak mündet und durch dessen Durchbruchstal nach Norden zum schwarzen Meer gelangt. Ein drittes Durchbruchstal im Mittelabschnitt des Gebirges hat sich der Harşit geschaffen. Er erreicht das Meer in der Nähe des Ortes Tirebolu.

Der Hauptkamm des Gebirges liegt der Südgrenze näher als dem schwarzen Meer. Daher ist der Abbruch zu den südlichen Längstälern steil, während nach Norden eine allmähliche Abdachung erfolgt. Die engen Schluchten der Durchbruchstäler waren lange Zeit für Verkehrswege ungeeignet. Man war daher gezwungen, steile Paßstraßen über das Gebirge anzulegen. Die älteste und berühmteste davon ist die über den Zigana-Paß, über die der alte Karawanenweg zur Hafenstadt „Trapezunt“ – heute Trabzon – führte. Ein anderer Paßübergang führt aus dem Kelkittal über Yavuskemal-Kullakaya nach Giresun.

Inzwischen wurden mit modernen technischen Mitteln auch Straßen in den engen Schluchten der Durchbruchstäler gebrochen. Die letzte Straße dieser Art folgt dem Harşittal. Sie steht vor ihrer Vollendung. Sie zweigt bei Gümüşhane von der zum Zigana-paß führenden großen Straße ab, führt dem Fluß entlang erst nach Nordwesten und dann in einer bis zu 2000 m tiefen Talschlucht nach Norden, wo sie bei Tirebolu auf die Küstenstraße stößt.

Der Hauptgebirgskamm ist eine ausgesprochene Klimascheide, an der sich das regenreiche, feuchtwarme Küstenklima und das semiaride Klima der Hochebene treffen.

Entsprechend dieser Klimagrenze ändert sich auch das Bild der Vegetation mit einem scharfen Schnitt. Am Nordabhang finden wir dichten, urwaldartigen Bewuchs mit mächtigen Nadel- und Laubbäumen – vorwiegend Buchen – und ein Unterholz aus undurchdringbarem Gestrüpp von Rhododendron, Azaleen und Heidelbeersträuchern, die bis zu zwei Metern hoch werden. Südlich des Hauptkammes folgt eine vegetationsarme Zone mit Krüppelleichen und in höheren Bergtälern mit schütterten Tannen- und Kiefernbeständen. Im Süden schließt sich daran die Steppe der Hochebene.

Ein steter unplanmäßiger Waldeinschlag führte einerseits zur Bildung dichter Buschregionen andererseits zu weitläufigen Almen, hier Yayla genannt, auf die in den Sommermonaten das Vieh aus der Küstenregion getrieben wird. In Küstennähe herrschen neben Maisanbau vor allem Tabak-, Haselnuss- und Teekulturen.

An vielen Stellen des ostpontischen Gebirges findet man alte Schlackenhalde, verfallene Stollen und sonstige Anzeichen ehemaligen Bergbaues. Durch die Wirren des ersten Weltkrieges kamen die letzten Gruben zum Erliegen. Seit einigen Jahren wird durch die planmäßige Arbeit der türkischen Regierung, vor allem durch das „Institut für Lagerstättenforschung der Türkei“, Ankara, (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, M. T. A.) eine systematische Untersuchung des Gebietes durchgeführt. Der alte, sagenhafte Metallreichtum des Gebietes, der zur Argonautensage und den Erzählungen um das „goldene Vließ“ am Flusse Akamphis (dem heutigen Çoruh) führte, beruhte auf oberflächennahen, sekundären Kupferanreicherungen und sehr geringen Goldgehalten in Flusseifen. Für die heutigen Planungen wirtschaftlicher Berg- und Hüttenbetriebe fallen diese Bildungen nicht mehr ins Gewicht. Sie können aber Wegweiser zu primären Erzvorkommen sein.

II. ÜBERSICHT ÜBER DIE BISHERIGE GEOLOGISCHE ERFORSCHUNG DES OSTPONTISCHEN GEBIRGES

Aus der zahlreichen Literatur sind hier nur die wichtigsten Arbeiten ausgewählt, da sie den bisherigen Stand unserer Kenntnisse des Gebietes hinreichend wiedergeben und unnötige Wiederholungen damit vermieden werden. Zudem sind in ihnen ausführliche Literaturübersichten enthalten.

Die ersten geologischen Angaben aus dem ostpontischen Gebirge finden wir bereits im vorigen Jahrhundert in den Reiseberichten von HAMILTON (1842) und TCHIHATCHEFF

(1887). Eine genauere geologische Durchforschung beginnt aber erst nach der Jahrhundertwende, zunächst durch OSSWALD und später durch KOSSMAT.

Die Ergebnisse der Arbeiten von OSSWALD (1912) sind im Handbuch der regionalen Geologie der Erde, Band Armenien zusammenfassend dargestellt. OSSWALD sieht im Ostpontischen Gebirge eine nach Norden verkippte, *ungefaltete* Gebirgsscholle, die sich überwiegend aus vulkanischen Gesteinen aufbaut. Er nennt diese Scholle die „Pontische Scholle“ und trennt sie von der südlich gelegenen Faltenzone, der Kelkit-Çoruh-Zone ab.

KOSSMAT (1910) stellte auf seiner vorwiegend lagerstättenkundlichen Reise durch das ostpontische Gebirge südlich von Trabzon eine Gesteinsserie der Oberkreide fest, die von Andesiten und Daziten unterlagert wird. Außerdem erkannte er einen Granodiorit, der jünger als diese Oberkreidgesteine sein muß. Die Sedimentgesteine und Vulkanite fallen nach ihm flach gegen das schwarze Meer ein.

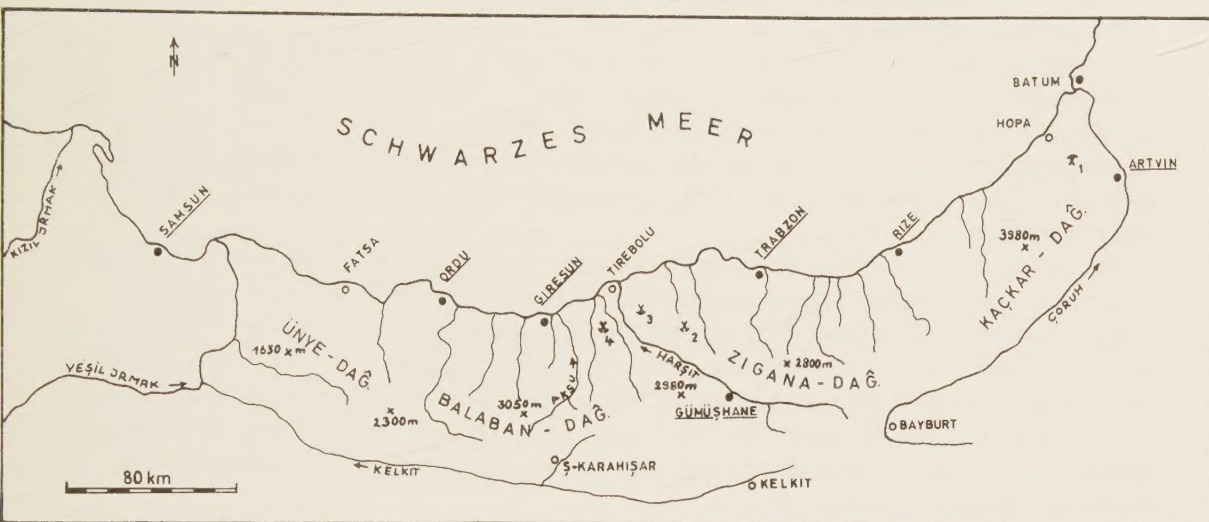


Abb. 1. Übersichtskarte des Ostpontischen Gebirges und seiner Lagerstättegebiete.

1: Murgul – Kuvartshane; 2: Alaçadag – Fol Maden; 3: Israil – Harköy Maden; 4: Lahanos – Killik Maden.

FRECH (1910) stellt die Hauptmasse der Eruptivgesteine in das Mitteltertiär (posteozen). Dem Vulkanismus der Kreide mißt er nur wenig Bedeutung bei. Er steht damit im Gegensatz zu OSSWALD und KOSSMAT sowie zu FLIEGEL (1920) und NOWACK (1932).

Während die bisher erwähnten Bearbeiter fast ausnahmslos das (Ost-)Pontische Gebirge vom anatolischen Hochland abtrennen und ihm eine Sonderstellung im südeuropäisch-kleinasiatischen Raum zuerkennen, wird es von späteren Autoren in die verschiedensten regionaltektonischen Entwürfe Anatoliens mit eingebaut. ARNI (1938) glaubt im Pontischen Gebirge die nördlichen Randketten der Anatoliden als südöstlichsten Teil der Nordalpen und deren Fortsetzung über Karpathen und Balkan sehen zu dürfen. Nach ihm soll eine „Faltung“ des Pontikums im Obercenoman-Turon erfolgt sein und das Senon diskordant auf unterer und mittlerer Kreide auflagern.

LEUCHS (1943) hat alle früheren regionaltektonischen Entwürfe (NOWACK, 1932, ARNI, 1938) zum Bauplan Anatoliens in seinem eigenen Entwurf mitverarbeitet. Nach ihm gliedert sich Anatolien in vier große, West-Ost streichende Faltengebirgszüge, die sich um zwei alte Zwischenmassive herumschlingen. Von Norden nach Süden seien dies:

1. In Fortsetzung der Balkanzone die *Pontiden*, zu denen das Ost- und West-Pontische Gebirge gehöre.
2. Südlich schlossen sich, getrennt durch die „Paphlagonische Narbe“ (NOWACK, 1932), die *Anatoliden* an die Pontiden. Sie sollen die Fortsetzung der Vardarzone des Balkan bilden.
3. Darauf folgten die beiden Zwischenmassive der „Westanatolischen“ und der „Inneranatolischen“ Masse.
4. Im Süden schlängten sich um diese Massive die *Tauriden* und die *Iraniden*.

In der Beschreibung BLUMENTHAL'S (1946) zur geologischen Karte 1 : 800000, in der erstmals die geologische Arbeit des 1935 gegründeten türkischen Institutes für Lagerstättenforschung (M. T. A.-Institut) zusammengefaßt erscheint, finden wir im wesentlichen die tektonischen Auffassungen von ARNI (1938) und LEUCHS (1943) wiedergegeben. Auch später sieht BLUMENTHAL (1950) im pontischen Gebirge einen *Faltenzug*, der zwar vom Bau der nordanatolischen Zone abweicht, aber doch Abkömmling der jüngsten alpinen Faltungsphase sein soll.

In Fortsetzung der Kartierungsarbeiten durch das M. T. A.-Institut entstand in jüngster Zeit die noch unveröffentlichte Geologische Karte der Türkei im Maßstab 1 : 500000. GATTINGER (1959) gibt uns in den Erläuterungen zum Blatt Trabzon, das den östlichen Teil des Ostpontischen Gebirges mit umfaßt, erstmals eine brauchbare, stratigraphische Übersicht, auf deren Einzelheiten im Verlauf der folgenden Arbeiten (ZANKL, Seite 65/66) näher eingegangen wird.

Von den neuesten Veröffentlichungen seien noch die von KRAUS (1958) und KETIN (1960) angeführt, deren Auffassungen von den bisher zitierten mehr oder weniger abweichen.

KRAUS sieht in Mittelanatolien nur den Bauplan eines einzigen Tauriden-Orogens verwirklicht. Dabei soll die Scheitelzone dieses Tauriden-Orogens von Südwesten kommend durch Mittelanatolien bis zum Ostpontischen Gebirge reichen. Das Ostpontische Gebirge soll im Bauplan des Orogens die Nordflanke mit schwach ausgeprägter Nordvergenz bilden. Nach Westen soll sich entlang dem Schwarzen Meer vom Tauriden-Orogen ein Pontiden-Orogen abspalten.

KETIN (1960) teilt Anatolien in mehrere tektonische Stockwerke, die jeweils paläozoischen oder alpinen Faltungsphasen zuzuordnen seien. Das Ostpontische Gebirge gehöre mit West-Ost-streichenden Faltenzügen der unteren Abteilung eines mittleren Stockwerkes an, für das die laramische Faltungsphase bestimmend sei.

PETRASCHECK (1960) sucht die ostmediterranen Gebirgszusammenhänge in einer Synthese der Auffassungen von LEUCHS, KETIN und KRAUS zu erklären. Das Ostpontische Gebirge sei der östliche Teil des „Pontiden-Faltenzuges“, der in Kleinasien die Fortsetzung der Subbalkan-Zone bilde. Eine nordvergente Überschiebungstektonik in den Pontiden gehöre einer Eozänen Faltungsphase an.

NEBERT (1961) behandelt das Anatolische Orogen vom Standpunkt der Undationstheorie und legt ihm in Anlehnung an PINAR & LAHN (1954) ein dreiteiliges Schema zugrunde. Das Anatolische Orogen, bestehend aus *Pontiden* im Norden, *Intermediäre Massive und Ketten* dazwischen und *Tauriden* im Süden wird als Teil des alpidischen Orogens den Alpen und den Balkan-Ketten gegenübergestellt. „Die Dinariden bzw. Helleniden finden ihre Fortsetzung in den Tauriden, während die Balkaniden, nach einer tektonisch bedingten Unterbrechung, von den Pontiden abgelöst werden.“ Bei der näheren Erklärung des großtektonischen Baues Anatoliens durch die Prinzipien der Undationstheorie werden im wesentlichen nur die intermediären Massen und Ketten sowie die Tauriden berücksichtigt. Für die Pontiden werden keine Einzelheiten gegeben, aber „ihre komplexeren Probleme und der komplizierte Bau“ erwähnt.

III. NEUERE LAGERSTÄTTENKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN UND PROBLEMSTELLUNG

Schon in den ersten Jahren nach seiner Gründung (1935) begann das Institut für Lagerstättenforschung (M.T.A.) mit der Bestandsaufnahme und Beurteilung der bekannten, bzw. in der Literatur erwähnten Gruben und Grubenbezirke. Technische Unterlagen fehlten großenteils, da bis zur Gründung der modernen Türkei der Bergbau meist in ausländischem Besitz war und zudem der Ostteil des ostpontischen Gebirges zu Rußland gehörte. Da auch von den alten Bergleuten kaum mehr einer auffindbar war, mußte man so ziemlich von vorne anfangen. Das Fehlen von Eisenbahn- und Straßenverbindungen sowie die schlechten Wege- und Aufschlußverhältnisse in dem dicht bewachsenen, steil zerklüfteten Waldgebirge erschwerten diese ersten Aufnahmen sehr. Die Bearbeiter konnten daher keine zusammenhängenden geologischen Unterlagen, sondern meist nur Einzelbeschreibungen der ehemaligen Gruben und ihrer nächsten Umgebung erarbeiten. Besonders intensiv wurden zunächst die östlichen Gebiete untersucht, in denen die alten russischen Betriebe lagen. E. ZIMMER hat 1935 die ersten Untersuchungen durchgeführt, denen zufolge bereits 1938 die Etibank bei Murgul mit dem Bau von Aufbereitung und Hütte begann. 1946 fand eine Bearbeitung durch H. KLEINSORGE statt und 1948 begannen Abbau und Verhüttung im zweitgrößten Türkischen Kupferbetrieb. Die weitere geologische Betreuung erfolgt durch H. ROMBERG, dessen Berichte an die Etibank aber nicht veröffentlicht sind. Eine ausführliche Beschreibung der Kupfergrube Murgul gibt SCHNEIDERHÖHN (1955). Auf sie müssen wir später noch Bezug nehmen. (S. 17/18).

Über die in der Nähe des Grubenbezirkes von *Murgul* gelegene Grube *Quarzhana* schrieben KOVENKO (1942) und de WIJKERSLOOTH (1946). Sie führten auch Kontrollbegehungen im übrigen Ostpontischen Gebirge, vor allem in seinen westlichen Bereichen durch. De WIJKERSLOOTH (1942) berichtete über das Hinterland von *Giresun* und über *Gümüşhane*, KOVENKO (1943) ebenfalls über das Vilâyet Giresun und hier insbesondere über einige Gruben im Hinterland von *Tirebolu*. Beide Bearbeiter erkannten bereits die Bindung der Lagerstätten an die Dazitische Serie, ihren genetischen Zusammenhang mit magmatischen Lösungen und ihre verschiedenartige Ausbildung in Gängen, netzförmigen Erzdurchtrümmungen und unregelmäßig lagerförmigen, massigen Erzkörpern.

AKOL & ALPAY (1952) verfolgten alle bisher vorliegenden Prospektionsberichte und aus der Bevölkerung kommenden Meldungen über alte Schürfe, Halden oder Abbaue im Gelände und stellten danach eine Übersicht über das ganze Gebiet zusammen. Aufgrund dieser Unterlagen wurde KIEFT (1955, 1956) mit der geologisch-bergmännischen Erkundung des Hinterlandes von Tirebolu beauftragt. In zweijähriger Tätigkeit schuf er mit Schürfen und kleinen Aufschlußarbeiten die Unterlagen für die Aufstellung eines Arbeitsprogrammes, das 1957 anlief und dessen feldgeologische Führung in Händen von LANGENBERG (unveröffentlichter Arbeitsbericht 1957) lag. An einer Vielzahl weit verstreuter Fundpunkte und im Bereich alter Abbaue wurde mit Aufwältigungen alter Stollen, Schürfgräben, Neuvortrieben und Bohrungen ein reiches, sehr vielseitiges Material erarbeitet.

1957 kam ich erstmals auf Einladung des MTA-Institutes nach Tirebolu, wo mich LANGENBERG, dem ich an dieser Stelle für seine Mühe, seine Hinweise und seine liebens-

würdige Mitarbeit sehr herzlich danken möchte, in das Gebiet und alle laufenden Arbeiten einführte. Durch seine Einführung, eigene Begehungen und einige kurzfristig angesetzte Aufschlüsse und Bohrungen konnte ich mir einen Überblick verschaffen, der mich veranlaßte, die Fortführung der Arbeiten zu befürworten und einen neuen Arbeitsplan vorzuschlagen. Die wesentlichen Punkte dieses Planes waren:

Beschränkung auf einige wenige, besonders aussichtsreich erscheinende Gebiete unter gleichzeitiger *Intensivierung* der dort durchzuführenden *Bohrprogramme*. (Lahanos, Israel, Harköy und später auch Murgul).

Intensive, *großmaßstäbliche, geologische Kartierung* der zu untersuchenden Lagerstätten und ihres Rahmens.

Erstellung einer geologischen Karte – unabhängig von den Lagerstätten – entlang des Durchbruchtales des Harşit, um damit ein *geologisches Querprofil durch das Gebirge* und einen Einblick in seinen Bau zu erhalten.

Besondere Beachtung sollte den Beziehungen Dazit, Tuffit und Vererzung bei allen Arbeiten gewidmet werden.

Die Aufnahme des geologischen Profils entlang des Harşit-Tales erfolgte in den Jahren 1958/59 durch H. ZANKL. Die Ergebnisse sind in Kapitel C. dieser Veröffentlichung wiedergegeben. Detailkartierungen im ganzen Raum, insbesondere aber um Lahanos und im Hinterland von Giresun führte H. H. SCHULTZE – Westrum durch. Er stellte dabei ein zweites Querprofil und zwar entlang des Aksudere auf. Seine Ergebnisse liegen dem Kapitel B dieser Veröffentlichung zugrunde. Eine Reihe weiterer Geologen wurde für Spezialkartierungen insbesondere um Murgul eingesetzt.

Eine planmäßige Abbohrung der Lagerstätten von Israil, Harköy und vor allem Lahanos wurde von POLLAK geleitet, der seine Untersuchungsergebnisse (POLLAK, 1961) veröffentlichte. Auf sie wird nachfolgend noch näher eingegangen. Das Bohrprogramm in Murgul unterstand zuerst KAHRER, dem die Lagerstätte durch seine Dissertation (Bonn 1957) bereits bekannt war, und ab 1961 – nach Abschluß der Arbeiten in Lahanos – ebenfalls POLLAK.

In wiederholten längeren Aufenthalten konnte ich mich selbst insgesamt über 7 Monate an den Geländearbeiten beteiligen und das ganze Gebiet in allen Einzelheiten kennenlernen. Meine Untersuchungsergebnisse fanden ihren Niederschlag in den Berichten an das MTA in den Jahren 1957 bis 1960 (unveröffentlicht) sowie in einer kurzen ersten Veröffentlichung in der Ramdohr-Festschrift (MAUCHER, 1960).¹ Wenn auch bekannt war, daß die Lagerstätten innerhalb der Efusivgesteine als Gänge, Brekzienerze und als Lager auftreten und im weitesten Sinne magmatische Bildungen sind, so blieben doch noch wesentliche Fragen offen. Aus ihnen ergab sich folgende Problematik:

1. Welcher Art ist der Magmatismus und zu welcher Zeit erfolgte die Bildung der verschiedenen Gesteine?
2. Wie sind die Beziehungen zwischen den Vulkaniten und dem intrusiven Granodiorit?

¹ Allen Mitarbeitern des MTA sei hier für die angenehme, stets hilfsbereite Zusammenarbeit gedankt. Mein besonderer Dank gilt Herrn Dozent Dr. Melih Tokay dem Leiter der lagerstättenkundlichen Abteilung des Institutes und dem damaligen Generaldirektor des MTA, Herrn Dr. Ihsan Topaloğlu. Alle Mitarbeiter namentlich zu erwähnen ist räumlich unmöglich. Für sie alle sei stellvertretend Herr Dr. G. van der Kaaden, Chefgeologe des MTA genannt, dessen reiche Erfahrungen aus der ganzen Türkei ganz wesentlich zu anregenden Diskussionen und zum Erfolg der Arbeiten beitrugen.

3. Zu welchem magmatischen Geschehen gehört die Erzzufuhr? Haben wir es mit einer oder mit verschiedenen Vererzungsphasen zu tun?
4. Besteht eine Abhängigkeit zwischen Lagerstätten und Tektonik?
5. Bestehen „stratigraphische“ Bindungen der Erze?

IV. ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Die verschiedenen Berichte an das MTA-Institut, die Veröffentlichungen der Bearbeiter des Gebietes (GATTINGER, 1959, MAUCHER, 1960, und POLLAK, 1961) sowie die beiden nachstehenden Kapitel über die Profile des Harşit- und des Aksu-Tales enthalten so viele Einzelbeobachtungen über Stratigraphie, Petrographie und Tektonik, daß ich mich hier auf eine Zusammenfassung der Ergebnisse beschränken kann. Bei allen Untersuchungen zeigte es sich, daß im ganzen Ostpontischen Gebirge über eine Längserstreckung von mehr als 400 Kilometern so deutliche Übereinstimmungen in Stratigraphie, Petrographie und geologischem Bau bestehen, daß sich Erkenntnisse aus einem Teil des Gebirges ziemlich weitgehend auf alle anderen Teile übertragen lassen. Man kann von tektonischen, magmatischen und lagerstättenkundlichen *Gesetzmäßigkeiten* sprechen, die allgemeine Gültigkeit im ganzen Gebiet haben, wenn auch örtlich geringe Besonderheiten und Abweichungen vom Normalfall möglich sind.

Der tektonische Bau des Ostpontischen Gebirges ist germanotyp und durch Bruchtektonik gekennzeichnet. Alpinotype Elemente sind ihm völlig fremd. Die bereits 1912 von OSSWALD gewählte Bezeichnung „*Ostpontische Scholle*“ wird der Stellung des Gebirges innerhalb des großtektonischen Baues am besten gerecht. Jede Eingliederung dieses Teiles der „Pontiden“ in ein junges alpinisches Orogen oder gar die Konstruktion eines ostpontischen „Faltenstranges“ mit Falten- oder Überschiebungstektonik widerspricht den tatsächlichen Gegebenheiten.

In einem Gebiet so ausgeprägter Bruchstrukturen, ohne Geosynklinalbildungen oder orogene Vortiefen gibt es keine „Flyschzone“. Auch die Erwähnung einer „Flyschfazies“ ist hier zumindest irreführend. Die Fazies der Sedimente ist hier nicht durch eine Vortiefe eines Orogens bedingt, sondern durch eine an Bodenunruhen und vulkanischen Zwischenschaltungen reiche Bruchschollenzone, in der Hanggleitungen, Gleitverfaltungen und Rhythmite ein flyschähnliches Aussehen der vulkanisch-sedimentären Gesteinspakete verursachen können.

Die Bruchtektonik folgt alt angelegten Linien, die immer wieder aufleben und denen auch die Vulkanite und die hydrothermalen Lösungen folgen. Sie bedingen daher größtenteils auch die Richtungen der Erz- und der Gesteinsgänge. Die Hauptstreichrichtungen sind 120° und 150° . Im wesentlichen sind die meist nur schwach geneigten Schollen entlang diesen Verwerfungen treppenartig gegen das Schwarze Meer hin abgesunken. Die entsprechenden Querklüfte mit 30° bzw. 60° erzeugen ein System von Quergräben oder Querhorsten, so daß sich ein kompliziertes Schollenmosaik ergibt. Dabei werden gelegentlich die Schollen so gegeneinander verstellt, daß gleiches stratigraphisches Niveau auf den Diagonalen des Schollenschachbrettes (also unter 45° zu den Hauptverwerfungen) auf gleichem orographischen Niveau bleibt. Verwerfungsbeträge bis zu 500 m Sprunghöhe konnten festgestellt werden, wobei meist sehr steiles Einfallen der Bewegungsbahnen vorherrscht.

Die Gesteinsfolge des Ostpontischen Gebirges ist, abgesehen von örtlichen Schwankungen, im wesentlichen regional einheitlich. Sie baut sich über einem gefalteten, kristallinen Unterbau, wahrscheinlich paläozoischen Alters, auf. Sie besteht aus einer Folge magmatischer und sedimentärer Gesteine und reicht vom Jura bis ins Quartär. Marine Sedimente mit Kalken, Kalkmergeln und Tuffiten finden sich besonders im Lias, Malm, Neokom, Senon und Alttertiär. Der Versuch ein Regelprofil aufzustellen (MAUCHER, 1960) wurde von SCHULTZE-Westrum und ZANKL mit Erfolg zu Ende geführt. Ihre Ergebnisse sind auf den Seiten 27/28 und 87 tabellarisch zusammengestellt und im Text eingehend erläutert. Für die Lagerstättenbildung von besonderer Bedeutung ist hierbei die Klärung des magmatischen Geschehens.

Der Magmatismus läuft in drei Zyklen ab. Der erste Zyklus beginnt mit Tholeiitbasalten und Spiliten im Jura und endet in der Oberkreide mit Dazit. Zwischen die Dazite sind Inoceramenkalke eingeschaltet. Eine Folge dazitischer Tuffite, die gelegentlich im Hangenden in Mergel und Kalke übergeht, überlagert den sogenannten Dazit I. Sie wurde als „hangende Tuffserie“ bezeichnet und ist deshalb von besonderer Bedeutung, weil sie die Hangendbegrenzung des Erztypes darstellt, der Grenzlager-Typ genannt wird.

Der zweite Zyklus beginnt in der Oberkreide wieder mit Tholeiitbasalten und Spiliten und wechselt im mittleren Tertiär von effusiven, andesitischen Bildungen zu subvulkanisch-intrusiven Granodioriten.

Diese beiden ersten Zyklen zeigen ausgesprochene Natronvormacht, beginnen basisch und enden mit quarzreichen Differentiaten, die aber ebenfalls Kali-arm und Natron-reich sind. Albitüberschuß und Albitisierungen sind für die beiden ersten Zyklen typisch. Bei beiden sind die kieselsäurereichen End-Differentiate mit Sulfidzufuhr verbunden, also die „Erzbringer“ des Gebietes.

Der dritte magmatische Zyklus setzt im Jungtertiär ein und ist wieder effusiv. Er reicht bis ins Quartär. Er liefert überwiegend basische Gesteine, nun aber nicht mehr mit Natron- sondern mit Kalivormacht. Wir finden Olivinbasalte, sowie trachytische und leucitische Gesteine. Der Zyklus ist erzfrei.

Versuchen wir diese drei magmatischen Zyklen in das geotektonische Geschehen einzuordnen, so fehlen uns insofern klare Beziehungen, als wir keine Zuordnung zu einer Geosynklinale oder zu einem Orogen treffen können. Wenn wir hier von initialem Vulkanismus sprechen, so im Sinne eines „verlängerten, initialen Vulkanismus“, wie in STILLE (1950, S. 22–24) beschreibt. Dabei sei auch die auf Überlegungen BORCHERT's (1958) über den initialen Magmatismus in der Türkei hingewiesen. Die Tatsache daß der erste magmatische Zyklus im Ostpontischen Raum bereits im Jura beginnt und bis in die obere Kreide reicht, legt die Vermutung nahe, daß auch der initiale Magmatismus Inner-Anatoliens mit seinen Ophiolithen und den Radiolariten in diese Zeit gehört.

Bei dem „verlängerten initialen Magmatismus“ handelt es sich um ein magmatisches Geschehen in „externidischen Regionen“, bei dem „eine Versenkung sialischer Altgesteine bis in Tiefenbereiche, in denen sie der Aufschmelzung verfallen wären“, nicht stattfand, sondern „das unter dem Sial liegende Sima den Weg aufwärts fand“. Es handelt sich also um juvenil-simisches Magma mit typischem Natronüberschuß, dem unsere beiden ersten Zyklen entstammen. Sowohl die Dazite, wie die natronreichen Granodiorite sind echte Restschmelzen einer Differentiation dieses juvenil-simischen Magmas. Die Granite sind nicht palingen-sialisch und haben daher weder eine Kali-Vormacht noch die üblichen pegmatitisch und pneumatolytischen Restbildungen. Sie führen weder Zinn noch Wolfram und sind arm an Molybdän und Uran. Die einzigen Lagerstätten in ihrer Begleitung sind arme Skarnbildungen teils oxydischer, teils sulfidischer Eisenerze.

Der deutliche Schnitt im Chemismus der Magmatite des ostpontischen Gebirges liegt zwischen dem zweiten und dem dritten Zyklus. Die nun auftretende Kalivormacht und die anhaltende Kieselsäure-Armut auch der Restdifferentiate, denen außerdem alle Erzgehalte fehlen, beweisen, daß es sich um ein anderes Ausgangsmagma handeln muß. Eine Entscheidung ob hier der „verlängerte initiale“ Magmatismus zeitlich den Anschluß an den „finalen“ Vulkanismus gefunden hat, oder ob aber ein hybrides Magma den dritten Zyklus speist, kann vorläufig nicht entschieden werden. Für die Lagerstättenbildung ist dieser dritte Zyklus ohne Bedeutung.

Die *Lagerstättenbildung* ist in erster Linie an die Dazitserie und damit an die Restdifferentiate des juvenil-simischen Magmatismus gebunden. Diese Erkenntnis steht im Gegensatz zur Ansicht der früheren Autoren (KAHRER, 1958. SCHNEIDERHÖHN, 1955. und de WIJKERSLOOTH, 1946). Auch POLLAK (1961) nimmt an, daß die Erzbildung erst im Gefolge der Granodioritite erfolgt sei. Dies bedeutet im wesentlichen nur einen zeitlichen Unterschied, nicht einen grundsätzlich genetischen, da auch die Granodiorite Restdifferentiate des juvenil-simischen Magmatismus sind und die Erze damit hydrothermalen Restlösungen dieses Magmatismus entstammten.

In den Beschreibungen der äußeren Vererzungsformen sind sich alle Autoren im wesentlichen einig. Es gibt folgende Vererzungstypen:

1. *Gangvererzungen*. Sie sitzen in den Daziten auf und folgen den Hauptverwerfungen.
2. *Brekzienerze*. Auch sie sitzen in den meist weitgehend verkieselten Daziten und verdrängen diese von Klüftchen aus mehr oder weniger vollständig. Es gibt Partien, in denen kaum mehr Verdrängungsreste des ehemaligen Dazites erkennbar sind und Erz mit Quarz überwiegen. Es handelt sich weniger um tektonische Brekzierung, sondern mehr um Abkühlungsbrekzien. Verkieselung und Erzzufuhr gehen nicht unbedingt parallel. Die Verkieselung beginnt bereits vor der Zufuhr der Sulfide und akann diese auch überdauern. Die Sulfide sind überwiegend Pyrit und Kupferkies. Auch hier besteht keine feste Beziehung. Pyrit-reiche Partien können Kupferkies-arm, Kupferkies-reiche können Pyrit-arm sein. Die Kupferkieszufuhr ist meist die jüngste Zufuhr und überdauert die reine Pyritisierung. Begleitsulfide sind Zinkblenden, seltener Bleiglanz oder Fahlerze. Mit zunehmendem Bleiglanz nimmt bei der Gangart Baryt zu. Bleiglanz und Baryt – manchmal auch Zinkblende – bevorzugen die „Außenzonen“ der Vererzungsbereiche.
3. *Lagervererzungen*. Sie liegen in einem Relief des Dazits I und werden nach oben von einer scharfen Fläche, die schichtparallel verläuft, begrenzt. In Lahanos ist das Hangende der „hangende Tuffit“, in Murgul ist es eine dünne Kaolinschicht oder ein gut geschichtetes Tuffitpaket, das zwischen Erz und Dazit II eingelagert ist.

Die Typen 1 bis 3 gehen ineinander über. Aus Gängchen können sich Brekzienvererzungen entwickeln und die Brekzienerze werden von Lagererzen überdeckt. Dies gilt für alle Bereiche gleich und läßt sich verallgemeinern. So schreibt KAHRER (1958, S. 35) von Murgul:

„Die im Westteil des heutigen Tagebaues auf den höchsten Abbauhorizonten noch anstehenden weichen mürben Massen sind wohl ein ehemaliger, gebankter Dazittuff, der ebenfalls vererzt wurde. Reste dieses ursprünglichen Gesteines sind an manchen Stellen noch schwach angedeutet. Hier ist es nicht zur Bildung von Erzadern gekommen, sondern das ganze Gestein ist wohl auf Grund seiner großen Durchlässigkeit von der Vererzung erfaßt worden.“ (Seite 38) „In dem vererzten Dazittuff vom Westteil der Lagerstätte kommen Linien von derbem Chalkopyrit vor, deren Größe von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern schwankt.“

Alter und Genese dieser drei Erztypen sind somit gleich. Sie entstammen alle hydrothermalen Lösungen gemeinsamen Ursprungs, aber verschiedenartigen Absatzes.

Ein weiterer Vererzungstyp besteht in Kontaktbildungen an Kalken und Mergeln unter Bildung typischer Skarnvererzungen. Es sind überwiegend Bildungen von Eisenglanz und nur untergeordnet Sulfiden. Bisher ist im ganzen Bereich nicht eine einzige Lagerstätte dieser Art bekannt geworden, die in Extensität und Intensität bauwürdig wäre. Diese Vererzungen hängen deutlich erkennbar mit Kontakten der Granodiorite zusammen und ihre Altersstellung ist damit klar.

Die *Altersstellung* der Erztypen 1 mit 3 dagegen ist, wie bereits erwähnt, umstritten. POLLAK (1961) und die älteren Autoren deuten die Bildung der Grenzerzlager durch Stau hydrothermaler Lösungen an Stauhorizonten (Kaolin, Tuffite, rote Dazite) und damit als Bildungen, die jünger als diese Gesteine sein müssen.

Nach unseren Beobachtungen aber sind die Erze älter als diese „Staugesteine“. In den Tuffithorizonten von Murgul konnte ich sehr schöne Wechsellagerungen von Erzen mit Tuffit und Gleitverfaltungen von Erzlagen mit Tuffitlagen beobachten. Verdrängungen an den Tuffiten fehlen praktisch ganz. ZANKL fand dieselben Erscheinungen in Keltaş, von wo ich sie bereits eingehend beschrieb (MAUCHER, 1960). Auch dort gibt es deutlichen Schichtwechsel von Erz und Tuffit mit sehr schön erhaltenen Kreuz- und Schrägschichtungen neben den Gleitverfaltungen. Alles spricht für gleichzeitige Sedimentation von Erz und Tuffit und Gleitverformung der noch nicht völlig diagenetisch verfestigten Schichtpakete.

POLLAK (1961, S. 38) schreibt hierzu von den Erzen von Lahanos, die er bei der Durchführung des mehrjährigen Borprogrammes besonders studieren konnte:

„Daß die Erze vom „Grenzlagertyp“ lagerförmig zwischen die hangenden Tuffe und den liegenden Lagerstättendazit gebunden sind und daß die obere Grenze scharf und fast horizontal („schichtparallel“) verläuft, ergibt sich auch aus unserer Definition der Vererzung von Lahanos.

Maucher (1960) versucht seine Ansicht vor allem auch durch einige erzmikroskopische Bilder zu begründen. Dazu kann bemerkt werden. Es wurden lediglich einige Erzstücke aus Haldenfunden eines kleinen Schurfes (Keltaş) und von zwei alten Gruben (Kisilkaya und Kepçelik) herangezogen. Abgesehen davon, daß für die wiedergegebenen Bilder auch eine andere Deutung im Bereich des Möglichen liegt (Abbildung älterer sedimentärer Texturen durch das Erz), erscheinen die in der Arbeit ausgesprochenen weitgehenden Verallgemeinerungen für den „ostpontischen Lagerstättenbereich“ auf grund der Mikrobilder von wenigen Haldenstücken doch etwas zu weitgehend.“

Der unbefangene Leser muß hier den Eindruck gewinnen, als ob sich meine Beobachtungen nur auf einige Erzstücke aus Haldenfunden und auf Mikrobilder dieser wenigen Haldenstücke stützten und ich weiterhin meine „weitgehenden Verallgemeinerungen“ nur auf eben diesen wenigen mikroskopischen Beobachtungen aufbaute. Diese irreführende Formulierung ist überraschend, da POLLAK in vielen Gesprächen im Gelände mit mir diskutierte, meine Berichte an das MTA alle kannte und wußte, daß sich meine Schlußfolgerungen und bewußten Verallgemeinerungen auf zahlreiche eigene, ausgedehnte Geländearbeiten und auf die Untersuchungen meiner Mitarbeiter stützen. Er wußte, daß ZANKL in Keltaş keine „Haldenerze genommen“ hatte, sondern einen eigenen frischen Anbruch im anstehenden Erz für unsere Untersuchungen freisprengen ließ. Er wußte außerdem von meinen Beobachtungen in Murgul, die ich ja auch auf Seite 501 (MAUCHER, 1960) ausdrücklich erwähne, und davon, daß es sich dort um einen Betrieb im Abbau und um Erze im Anstehenden handelt.

Ein weiteres Eingehen auf diesen Versuch, den Aussagewert unserer erzmikroskopischen Beobachtungen herabzusetzen, erübrigt sich. Auf den sachlichen Einwand, für die Gleitverfaltungen und sonstigen typisch sedimentären Erz-Tuffit-Texturen läge auch „Abbildung älterer sedimentärer Texturen durch das Erz im Bereich der Möglichkeit“ (POLLAK, 1961, S. 38) möchte ich jedoch eingehen.

Eine solche Möglichkeit ist prinzipiell gegeben. Es wäre dabei allerdings nicht ganz einzusehen, warum in diesen Gefügen die karbonatischen Bestandteile, die doch bevorzugt verdrängt werden sollten, verschont bleiben und sich das Erz gerade diesen Verfaltungsstrukturen, Kreuz- und Schrägschichten und (besonders in Murgul) einem nicht lithologisch vorgezeichneten Lagenwechsel nachtastet.

Es ist allgemein selbstverständlich, typisch sedimentäre Texturen wie Kreuz- und Schrägschichtungen, Gleitverfaltungen, Rhythmite und sonstige geopetale Gefüge ohne weiteres als synsedimentäre bis paradiagenetische Bildungen anzuerkennen, solange diese Gefüge von „normalen“ gesteinsbildenden Mineralien aufgebaut sind. Sobald sie aber ganz oder auch nur zu einem kleinen Teil aus Erzmineraleien bestehen, verlieren sie für einige Beobachter ihre Eindeutigkeit, nach deren Ansicht anscheinend Erzmineraleien nicht als primäre, sedimentäre, „gesteinsbildende“ Mineralien auftreten können, sondern immer nachträglich zugeführt sein müssen. Dabei zeigen zahlreiche rezente Beispiele, wie Vulcano, Santorin, indonesische Kraterseen etc., die Bildung mariner oder limnischer Erzschlämme und beweisen, daß die Hydrosphäre der äußerste Absatzbereich für hydrothermale Stoffzufuhren und damit das höchste „magmatische Stockwerk“ ist.

In Ergänzung der bereits an anderer Stelle (MAUCHER, 1960) gezeigten Mikroaufnahmen gebe ich auf den Tafeln I bis IV acht Bilder von Erzanschliffen einer Probe von Lahanos wieder. Die Probe wurde von mir 1957 einem, zu Aufschlußarbeiten angesetzten Stollenvortrieb (Galerie 3) entnommen. Sie entstammt dem Grenzerzlager.

Bild 1, Tafel I, enthält im wesentlichen nur verschiedene Pyritgenerationen neben Gangart. Deutlich erkennbar sind die kugeligen Aggregate „vererzter Bakterien“ mit typischen „Brombeerstrukturen“, an die sich mit scharfen Flächen idiomorphe Pyrite anlegen. Beide, Brombeeren und Kristalle, werden von „jüngeren“ Schalen von Pyrit umhüllt. Es sei schon hier darauf hingewiesen, daß diese Schalen teilweise abgeplatzt und in der „Gangart“ vertrifft sind. Das Einbettungsmaterial in der Umgebung der Pyrite muß also so weich gewesen sein, daß es eine derartige Verlagerung einzelner Bruchstücke zuließ.

Bild 2, Tafel I, zeigt ganz ähnliche Verhältnisse. Hier ist nur neben den verschiedenen Pyriten Kupferkies (sehr hellgrau) zwischen die Kristalle und um die Brombeeren angelagert und auch etwas Zinkblende tritt in Zwickeln auf.

Bild 3, Tafel II, zeigt ein Erz, in dem der Pyrit innerhalb seiner konzentrischen Gelstrukturen Schalen von Bleiglanz (weiß) und Kupferkies (hellgrau) enthält. Kupferkies bildet außerdem ein großes, unregelmäßig lappiges Aggregat (rechts unten). Zinkblende (dunkelgrau) erscheint sowohl kugelig innerhalb der Pyrite als auch idiomorph selbständig im Nebengestein. Es ist wichtig, daß sowohl Bleiglanz wie Kupferkies und Zinkblende innerhalb der Pyritgelkugeln auftreten und von jüngerem Pyrit umkrustet werden. Kupferkies ist somit nicht nur „jüngstes“ Erz in Gängchen und auf kataklastischen Sprüngen, sondern auch gleichaltrig mit Pyrit und Zinkblende sowie Bleiglanz innerhalb der Gelstrukturen.

Auf Bild 4, Tafel II, überwiegt die Zinkblende über den Pyrit. Sie bildet selbst ooidische Gelkugeln oder Schalen um Pyrit oder Nebengesteinsanteile. Dabei werden sowohl Pyritbrombeeren wie auch Pyritkristalle umkrustet. In den Gelzinkblendeln liegt unregelmäßig verteilt oder konzentrisch angeordnet Kupferkies (hellgrau) in lappigen Körnern. Auch hier ist er primärer Erzanteil und nicht jünger als die übrigen Erzmineraleien.

Die Bilder 5 und 6, Tafel III, zeigen nochmals gelförmige Zinkblende neben Pyritbrombeeren und in der Zinkblende außerdem reichlich Kupferkieseinschlüsse. Sie lassen aber besonders deutlich erkennen, daß die Zinkblende mit dünnen Häutchen oder dicken Krusten Nebengesteinspartien einschließt. Sie bildet neben den Zinkblende-Ovoiden aus-

gesprochene Zinkblende-, „Onkoide“ mit Tuffit- und mit Kupferkiesfüllung. Derartige „Onkoide“ können aber nur in schlammig-weichem Milieu synsedimentär oder paradiagenetisch gebildet werden. Sie sind noch mehr als die „vererzten Bakterien“ und die übrigen Gelstrukturen Beweise dafür, daß die Erze mit dem Tuffit gleichzeitig abgelagert oder in den noch unverfestigten Tuffitschlamm zugeführt worden sein müssen. In beiden Fällen kann es sich nicht um spätere Abbildungsmetasomatose handeln und die Erzbildung ist zeitlich und damit genetisch der Tuffitbildung zuzuordnen.

Auch die Bilder 7 und 8, Tafel IV, sind Beweise für diese genetische und zeitliche Verknüpfung von Erz- und Tuffitbildung. Man sieht auf ihnen deutlich wie die bereits bei den Bildern 1 und 2, Tafel I, beschriebenen jüngeren Pyritkrusten nachträglich abgeplatzt und in einzelnen Bruchstücken innerhalb der Tuffite verlagert und vertrifftet sind.

Solche Verschleppungen und Zerbrechungen innerhalb sedimentärer Nebengesteine unter Erhaltung des sedimentären Gefüges sind nur synsedimentär oder paradiagenetisch möglich. Sie erfolgten nach der Entstehung der vererzten Bakterien und nach der Bildung der idiomorphen Pyritkristalle, die völlig unzerbrochen und unversehrt bleiben. Ja sogar eine erste Pyritumkrustung bleibt von der Zerbrechung und Verlagerung unberührt. Man sieht ganz deutlich auf Bild 8, daß der große Pyrit (im Bilde links) erst von einer dünnen Pyritkruste umgeben wird, wobei kleine Tuffitkörnchen zwischen Pyritkristall und Kruste eingeschlossen werden. Dann erst folgt eine weitere Umkrustung mit Pyrit, und erst diese Kruste ist abgeplatzt, verbogen, zerbrochen und im Tuffit verlagert.

Der schlammig-weiche Zustand des Tuffits war also noch zur Zeit der jüngsten Pyritabscheidung gegeben und damit auch bei der Zufuhr der von ihr umkrusteten Bleiglanz-, Kupferkies- und Zinkblendeanteile. Die diagenetische Verfestigung kann noch nicht abgeschlossen gewesen sein.

Neben dem Zweifel an der Eindeutigkeit der mikroskopischen Befunde führt POLLAK (1961, S. 38) noch ein weiteres Argument dafür an, daß die Erzzufuhr erst nach der Bildung und Verfestigung der Tuffite erfolgt sein könnte. Es lautet:

„Man kann durchaus nicht immer von einem Fehlen jeder Beeinflussung der hangenden dazitischen Tuffe durch die Erzlösungen sprechen. In einigen seltenen Fällen sind in diesen, meist sterilen Tuffen Mineralisationen von Kupfererzen bekannt geworden.“ und „Die Diagenese war also zum Zeitpunkt der Buntmetall-mineralisation schon so weit fortgeschritten, daß sich kleine Risse und Spältchen im Gestein bilden konnten, die dann mit Kupfererz gefüllt wurden“.

Ganz abgesehen davon, daß es sich hierbei um „einige, seltene Fälle“ in den „meist sterilen Tuffen“ handelt, sind solche Erscheinungen auch von SCHULTZE-WESTRUM (Seite 56) und von KAHRER (1958) erwähnt. Auch ich habe sie nicht geleugnet, da mir paradiagenetische Mobilisationen gerade von Kupferkies und Quarz als verbreitete Selbstverständlichkeiten bekannt sind. Es ist selbstverständlich, daß kaum eine Lagerstätte in ihrem ursprünglichen Zustand vorliegt und Stoffverschiebungen von Erzen schon bei geringen Druck- oder Temperaturerhöhungen stattfinden. Es sind neben paradiagenetischen Stoffverschiebungen im ostpontischen Gebirge auch solche durch spätere Erwärmung beim Eindringen der Gesteine des zweiten und dritten magmatischen Zyklus beobachtet. Besonders deutlich wurde das bei unseren Untersuchungen in „Harköy“ und im Bereich des Karabörk-Tales bei den Lagerstätten von „Akköy“ und „Eseli“. Dort sind reiche Grenzlagervererzungen nachträglich durch die Nähe jüngerer magmatischer Gesteine bis zur Unbauwürdigkeit verändert. Hier haben also weitgehende Umprägungen mit Stoffverschiebungen stattgefunden, bei denen gerade der Kupferkies als bekanntlich sehr leicht mobilisierbares Erz besonders betroffen wurde. Auch in den sonst ungestörten Lagerteilen

findet man makroskopisch und besonders mikroskopisch Bereiche mit Kataklasten der Pyrite und kleinen Spaltbildungen. Auch hier füllen die mobilen Mineralien Kupferkies und Quarz die kataklastischen Risse und Spalten, ohne daß eine *Stoffzufuhr* erfolgte. Diese Umlagerungen sind aber entsprechend der nur gelegentlich und örtlich auftretenden, schwachen Metamorphose der Erze sehr selten und nur beweisend für örtliche Stofftransporte, nicht aber für jüngere Stoffzufuhren.

Neben diesen nachträglichen Stoffverschiebungen gibt es aber auch primäre Kupfer-Vererzungen lokal in den Tuffiten. Ich habe sie bereits 1959 in meinem Bericht an das MTA über die Grenzerzlager von Murgul eingehend erwähnt, wobei ich schrieb:

„Die Grenzerzlager von Murgul haben noch eine Besonderheit. Sie sind teilweise mit dem Tuffit durchmischt und zeigen Gleit- und Rutschverfaltungen mit dem Tuffit. Ihr Hangendes ist daher nicht so scharf gegen den Tuffit abgesetzt, wie in Lahanos. Über die erzmikroskopischen Strukturen kann ich mich noch nicht äußern. Ich verweise auf die Dissertation von Herrn Dr. Kahrer. Dort werden die Erze mit dem Tuffit bereits erwähnt und betont, daß hier ausgesprochene Gelstrukturen und Erscheinungen auftreten, die man nur als submarine Bildungen im Zusammenhang mit Schlämmen deuten kann. Bei Murgul ist Erz- und Tuffitförderung nicht scharf getrennt. Hier gehen die Sedimentierung der Tuffite und der Absatz der Erze aus hydrothermalen Lösungen am Meeresboden ineinander über. Damit ist aber der Zeitpunkt der Vererzung eindeutig festgelegt. Er fällt mit dem der Tuffitbildung zusammen.“

Über die Abhängigkeit der Lagerstättenbegrenzungen von einem alten Relief und der tektonischen Vorzeichnung dieses Reliefs bestehen zwischen POLLAK und mir keine Meinungsverschiedenheiten. Auch die Zufuhrspalten der Hydrothermen sind an die vorgezeichneten Linien gebunden. POLLAK (1961, S. 38) zitiert aber einen von mir in einem unveröffentlichten Bericht an das MTA (1960) gebrauchten Satz, der lautet: „Innerhalb der Grenzerzlager entspricht die Pyrit-Kupfer-Zink-Barytverteilung der Form der Absatzräume in Abhängigkeit von Becken-(Graben-)tiefe und Randschwellennähe. Das Zink greift auch auf die Ränder über, an denen der höhere Sauerstoffgehalt vor allem die Barytfällung begünstigt“, und zweifelt die Richtigkeit dieser Beobachtung an. Dieser Satz ist von mir nicht über die Lagerstätte von Lahanos, sondern über den Grenzerzlagerstyp im allgemeinen geschrieben worden. Er fußt auf meinen Beobachtungen im ganzen Bereich, vor allem den Vorkommen von Killik, Lahanos, Arkaşen, Murgul und Harköy. Seine Fortsetzung lautet: „Barytreichtum legt immer die Wahrscheinlichkeit des natürlichen Ausgehenden des Grenzerzlagers nahe. Innerhalb der Gangvorkommen ist Baryt neben Quarz die häufigste Gangart“. Diese Behauptung stützt sich auf eine Reihe von Beobachtungen. Dort wo die Lagerstättenbegrenzung nicht erosiv bedingt, sondern primär stratigraphisch als Auskeilen der „Wannen“ gegen die „Rücken“ erhalten ist, nimmt die Barytführung meist zu. „Das Zink greift *auch* auf die Ränder über“. Es ist nicht nur an die Ränder gebunden. Das Kupfer folgt bevorzugt der tektonischen Hauptrichtung und damit häufig dem Wannentiefsten. Da seine Fällung meist am Ende der Erzzufuhr steht, es als „jüngstes“ Erz erscheint, ist es ganz natürlich in den oberen Lagen, also an die Grenze zum überlagernden Tuffit angereichert, wie das ja auch POLLAK betont.

In der Lagerstätte von Murgul wurde die Erzbildung bisher auf den Stau von Lösungen an der Grenze „Quarzit“ (Erzdazit) und „rotem Dazit“ zurückgeführt. Der Stau sei durch eine Kaolinzwischenschicht zwischen Erzdazit und rotem Dazit verursacht (z. B. SCHNEIDERHÖHN, 1955; KAHRER, 1958). Nur KAHRER weist dabei darauf hin, daß zweierlei Erze, nämlich vererzte Dazitbrekzie und Grenzerzlager im Tuffit, vorliegen. Die verschiedenen kleinen, weitgehend ausgebeuteten alten Abbaue standen alle in diesen Grenzlagererzen, in denen ich auch die typischen Gleitverfaltungen fand. Auch hier gelten dieselben Altersbeziehungen von Erz zu Erzdazit und Tuffit wie im übrigen ostpontischen Gebirge. Der

„rote“ Dazit ist jünger als die Erzbildung und nur in den Gebieten rot, wo er aus dem Erzdazit Pyrit aufgenommen und zu Hämatit oxydiert hat. In den übrigen Gebieten ist er dunkelgrün. In der Lagerstätte von Murgul (Aufschlüsse beim Neubau von Werksanlagen westlich des oberen Verwaltungsgebäudes bei Grubenteil Çangara (MAUCHER, Bericht an das MTA, unveröffentlicht 1959) durchschlägt er als Gang an einer Verwerfung den Erzdazit mit N-S-Streichen und saigerem Einfallen. Dabei hat er Tuffitlagen und Inoceramenkalk steilgestellt und Bruchstücke von verkieselter Brekzie des Dazits I aufgenommen. Auch gefrittete Tuffite, teilweise verkieselte Inoceramenkalke und Anteile aus der unteren basischen Serie sind als Bruchstücke in ihm eingeschlossen.

Der rote Dazit ergießt sich dann über ein Relief, in dem die Tuffite und mit ihnen das Grenzerzlager bereits zum Teil abgetragen waren. So liegt er entweder direkt auf dem brekziösen Erzdazit oder auf Tuffit. Das Kaolinzwischenmittel ist nur dort ausgebildet, wo der rote Dazit auf Resten der Tuffite aufliegt. Es kann sehr dünn sein und zwischen Erzdazit und rotem Dazit streckenweise völlig fehlen.

Nur unter dem Tuffit findet sich die Grenzvererzung. Wäre der rote Dazit ein StauhORIZONT, müßte sich die Grenzlagervererzung auch dort unter ihm finden, wo der Tuffit fehlt, oder aber sie müßte sich als Spalten- oder Brekzienvererzung in den roten Dazit fortsetzen. Das ist aber nirgends der Fall, auch dort nicht, wo die aufgelebten älteren Störungen aus dem Erzdazit in den roten Dazit durchsetzen und jede stauende Kaolinzwischenschicht fehlt.

„Auffällig ist (KAHRER, 1958, S. 8/9), daß dieser Dazit (der rotviolette) unmittelbar an der Lagerstätten-grenze Absonderungsflächen zeigt, die sich der Grenze des Erzkörpers anpassen, d. h. daß die steilstehenden Absonderungsflächen im Osten nach Westen, im Westen dagegen nach Osten einfallen.“

Auch SCHULTZE-WESTRUM gibt nachstehend auf Seite 56 zwei Beobachtungen wieder, die das Alter der Vererzung eindeutig klären. Es sind dies Einschlüsse von Bruchstücken eines Grenz-Derberzlagers in einer senonen, spilitischen Eruptivbrekzie und Pyrit-Kupferkies-Derberzknollen in einem wenig transportierten Konglomerat, das außerdem Knollen von vererzten Dazitbrekzien, Dazittuff und Inoceramenkalcken enthält. Es muß jünger als Dazit II sein, da es zwischen diesem und Dazit I liegt.

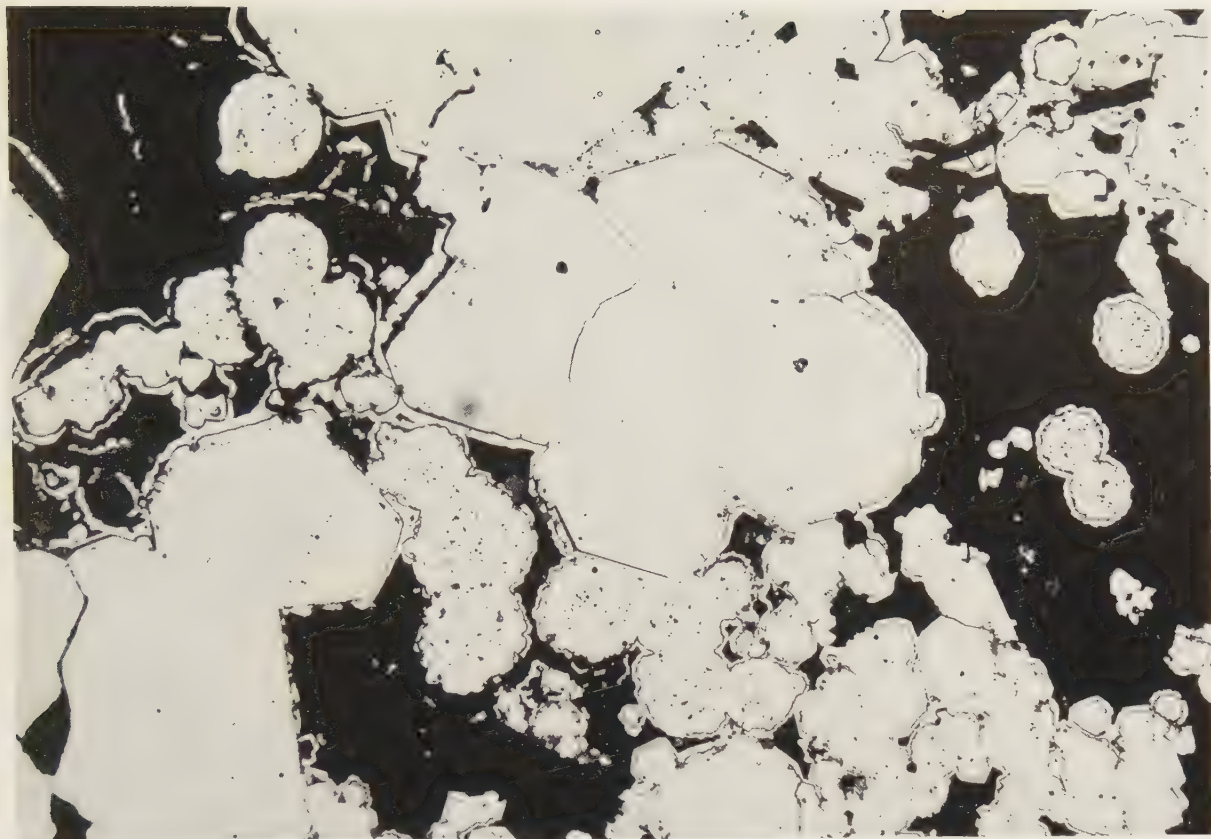
Die Geländebefunde, die Gesteinsverbände und Texturen sowie die mikroskopischen Beobachtungen dürften das Alter und die genetische Stellung der Erze hinreichend beweisen. Die Erze entstammen hydrothermalen Lösungen, die sich von den dazitischen Restdifferentiaten eines juvenil-simischen Magmas herleiten. Sie gehören zu den letzten Bildungen des ersten magmatischen Zyklus. Sie reichen aus dem subvulkanischen Bereich bis in die Vulkanite. Ihre Außenzone ist das Meer, in dem sie zuletzt aus vulkanischen Lösungen submarin sedimentär gefällt wurden.

Der zweite Zyklus des juvenil-simischen Magmatismus bringt nur noch geringe Skarnvererzungen. Ob ihr Erz-Stoffbestand einer erneuten Differentiation entstammt oder aus den Erzen des ersten Zyklus aufgenommen wurde, läßt sich nicht entscheiden.

Für den Granodiorit als Differentiationsprodukt eines juvenil-simischen Magmas ist einerseits das Fehlen der typisch pegmatitisch-pneumatolytischen Elemente, andererseits der Natronüberschuß mit Albitreichtum kennzeichnend.

Es liegt nahe, die Lagerstättenbildungen des ostpontischen Gebirges mit den an Vulkanite gebundenen Lagerstätten des Balkan und des Kaukasus zu vergleichen, mit denen große Ähnlichkeiten bestehen. Auch die Lagerstätten der „Vulkanit-Zone“ im östlichen Zagros in Südost-Iran (WALTER, 1960) regen zu vergleichenden Betrachtungen an.

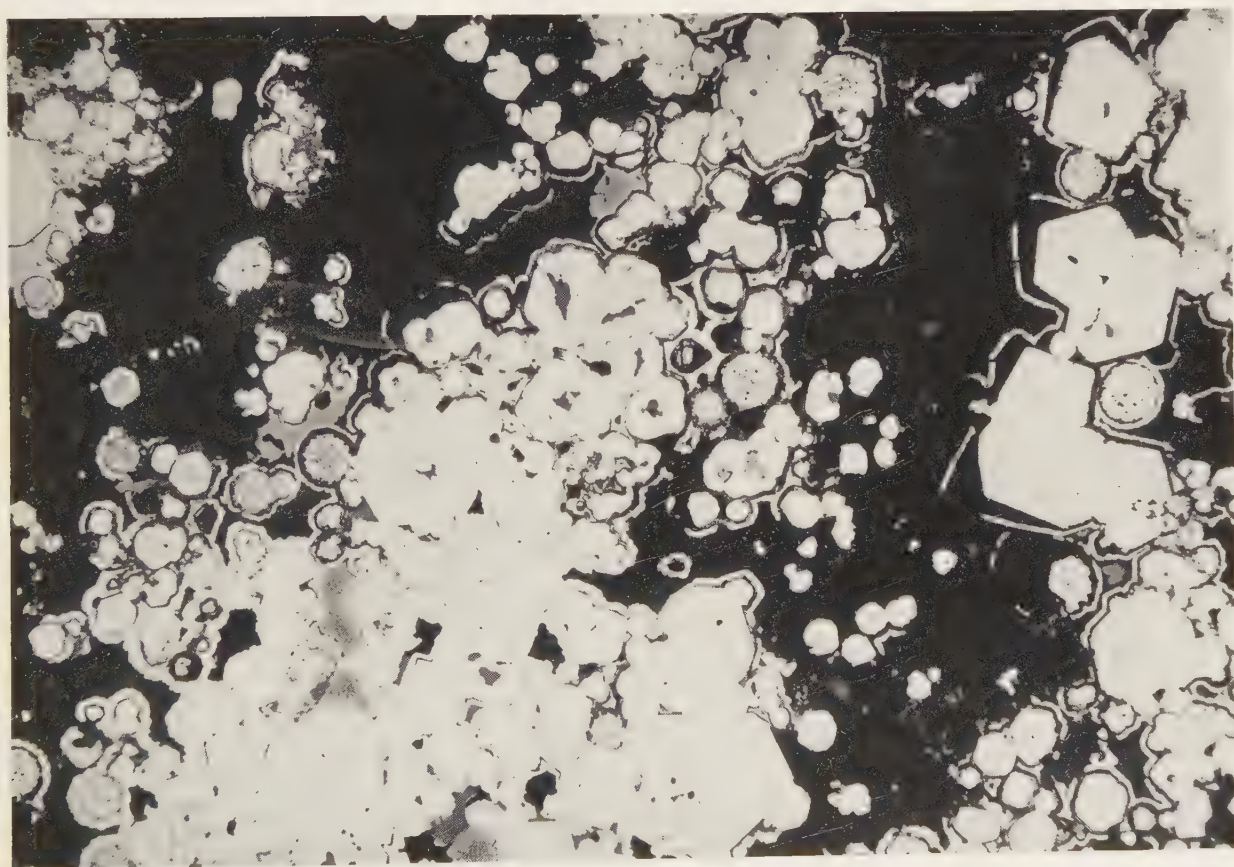
Ganz allgemein muß festgestellt werden, daß auch die Lagerstätten des ostpontischen Gebirges die Regel bestätigen, nach der große Kiesvorkommen genetisch zusammenhängen mit Vulkaniten mit Natronvormacht (Spilitischen Serien) und den zugehörigen (pyroklastischen) Sedimenten, wobei die Vulkanite intermediäre bis saure Differentiationsprodukte eines juvenil-simischen Magmas darstellen und dem „verlängerten initialen“ Vulkanismus zuzuordnen sind.



Anschliff $\times 100$

Abb. 1

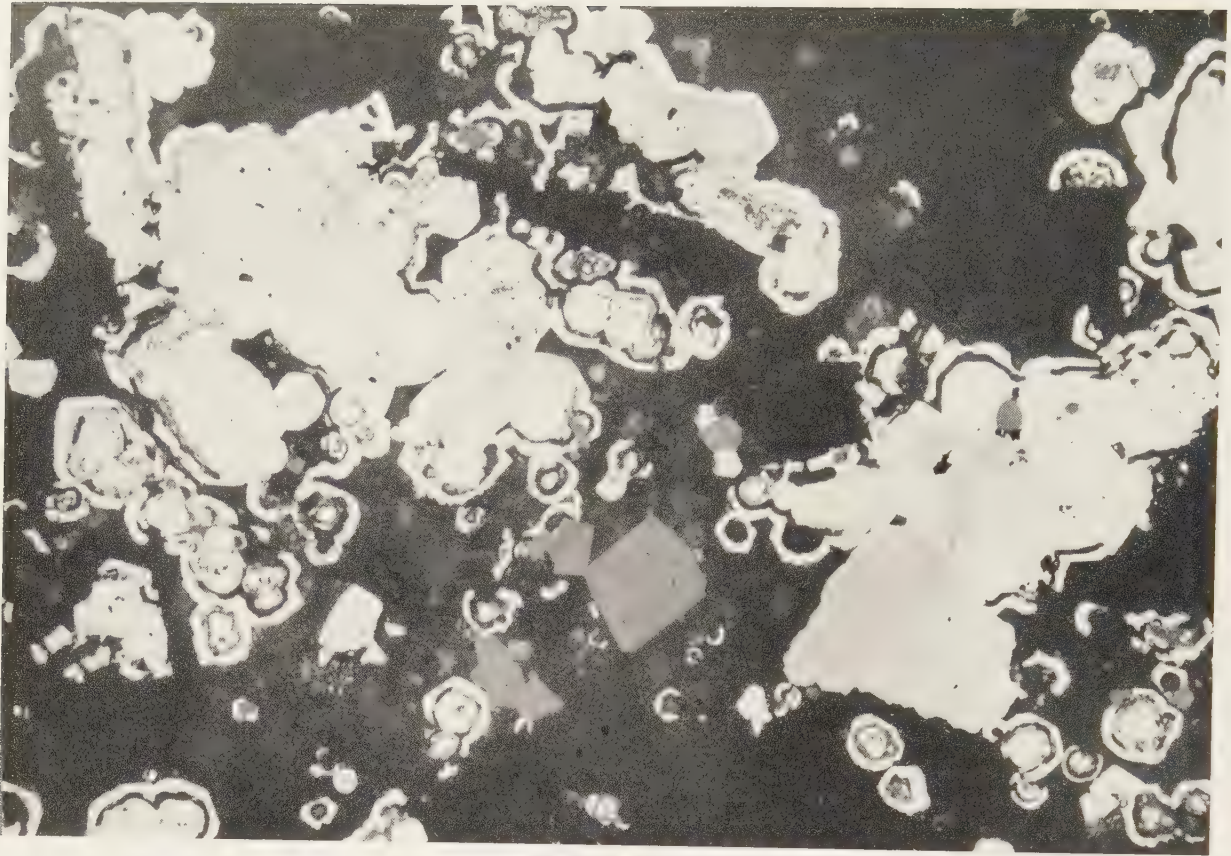
Lakanos /Türkei



Anschliff $\times 80$

Abb. 2

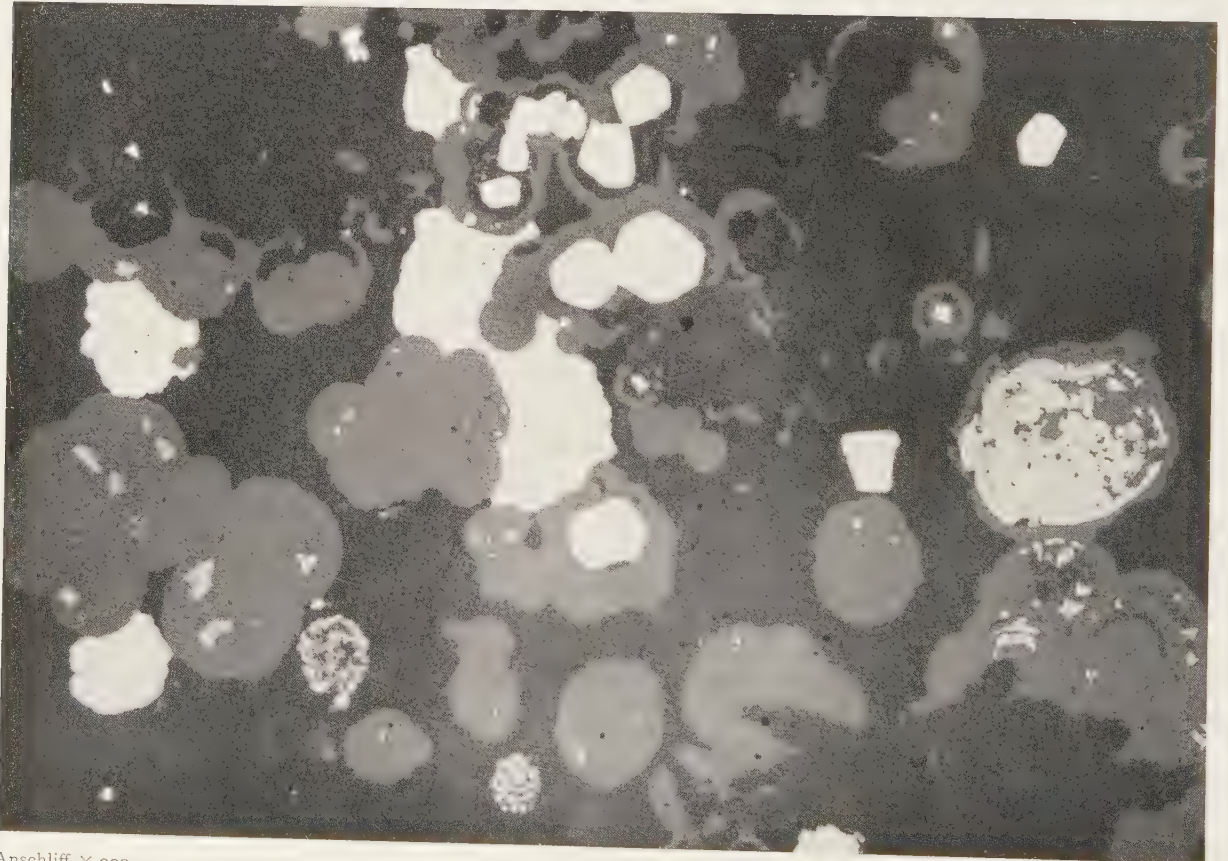
Lakanos /Türkei



Anschliff $\times 100$

Abb. 3

Lakanos / Türkei



Anschliff $\times 200$

Abb. 4

Lakanos / Türkei

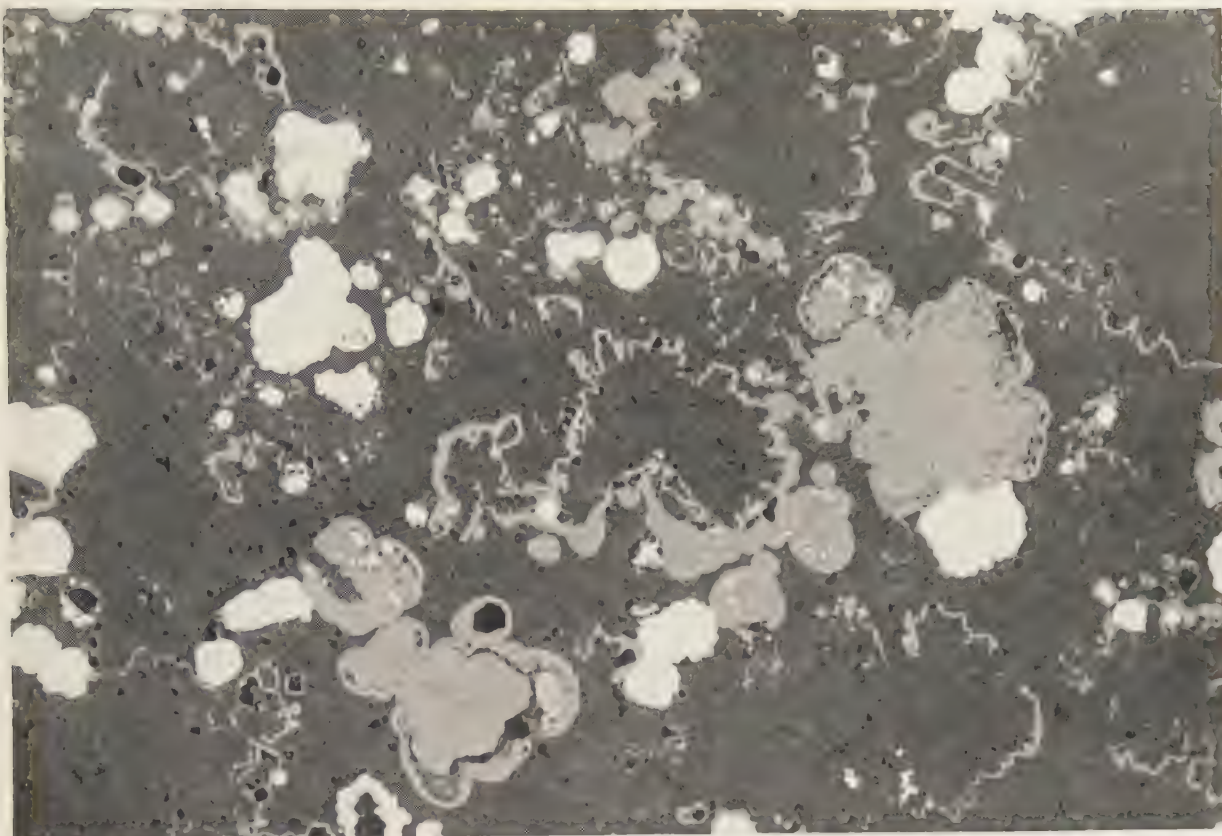


Abb. 5

Abb. 5

Lakanos/Türkei

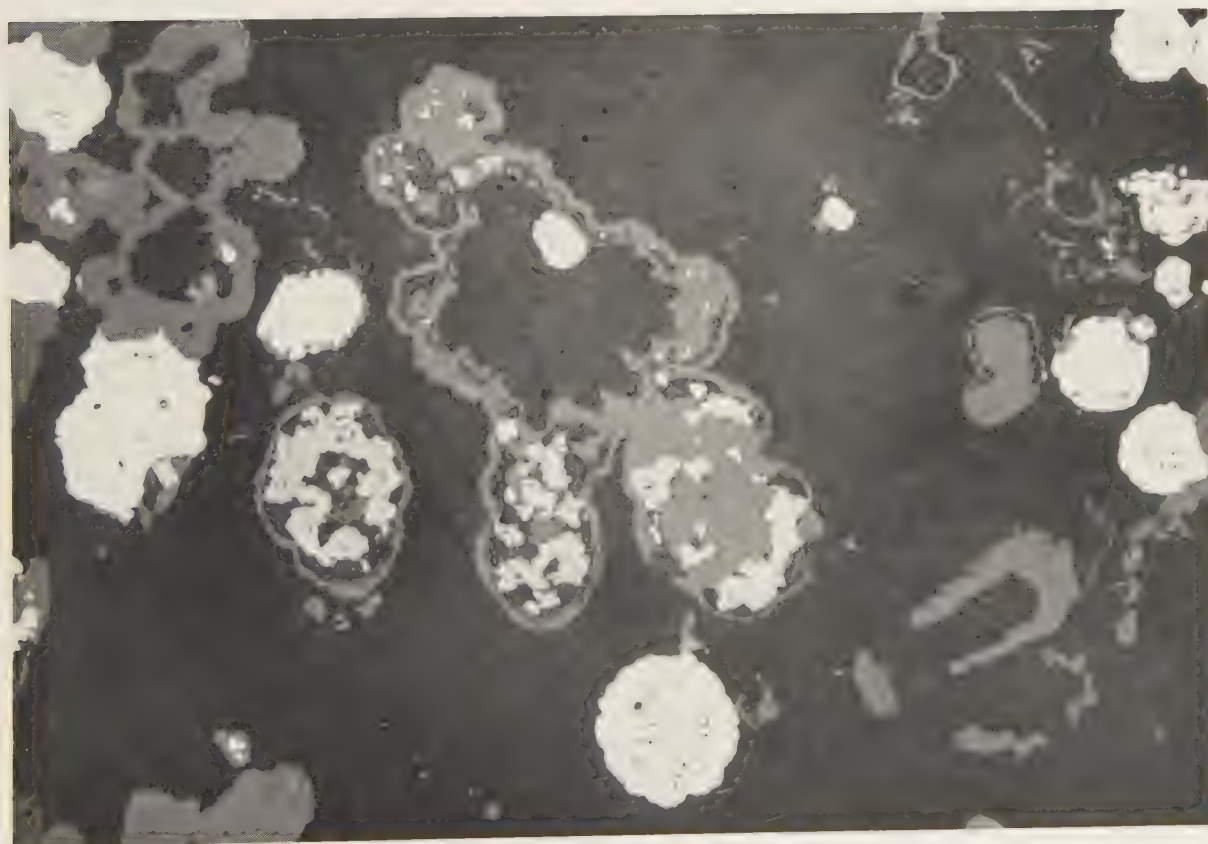


Abb. 6

Abb. 6

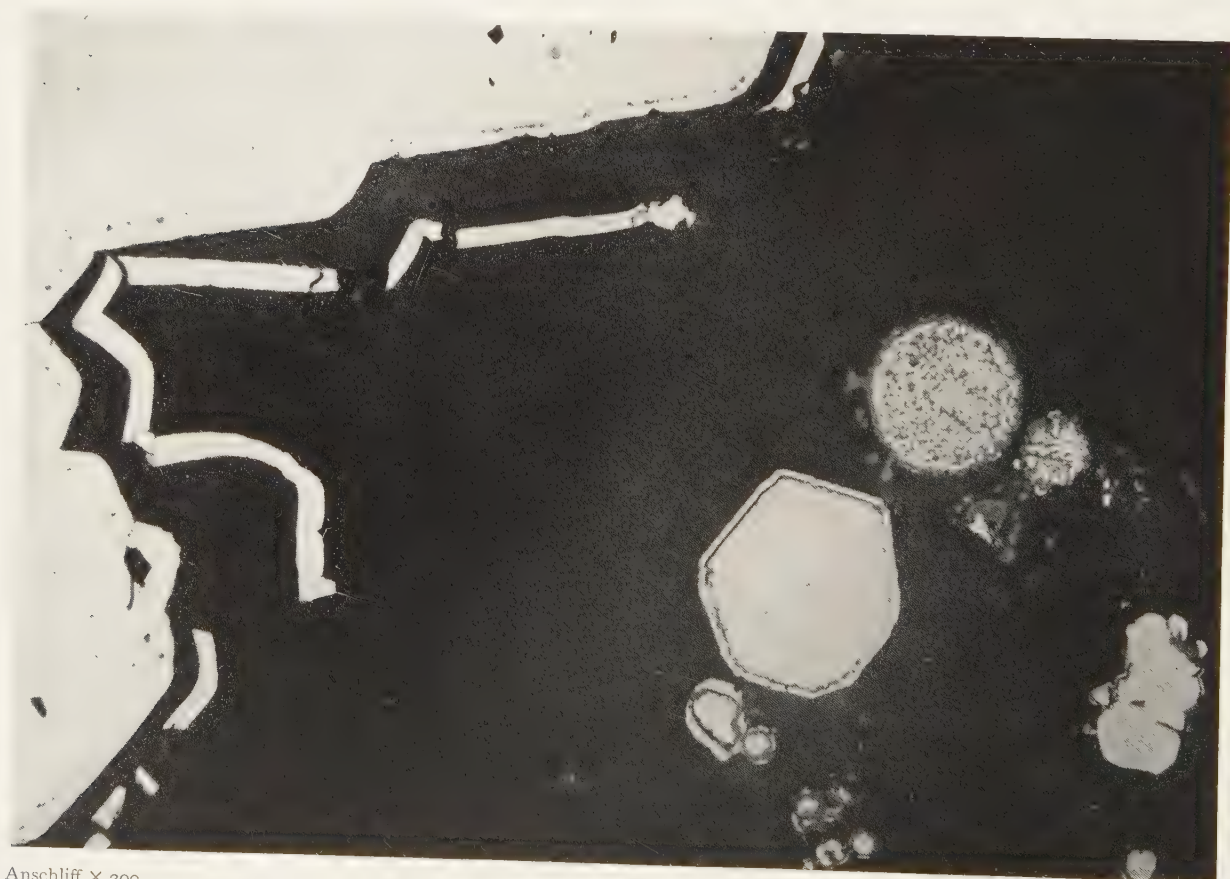
Lakanos/Türkei



Anschliff $\times 100$

Abb. 7

Lakanos/Türkei



Anschliff $\times 200$

Abb. 8

Lakanos/Türkei

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN I BIS IV

Abbildung 1. Erzanschliff. Vergr. $\times 100$. Fundort: Lahanos/Türkei. Verschiedene Ausbildungsformen von Pyrit (weiß) liegen in tuffitischem Nebengestein (schwarz). Neben den typischen Brombeerstrukturen „vererzter Bakterien“ kommen reichlich gut ausgebildete, scharf begrenzte Pyritkristalle vor. Beide Pyritarten werden gemeinsam von dünnen Pyritschalen umhüllt. Diese Krusten sind stellenweise (vor allem in der linken Bildhälfte) nachträglich abgelöst, verbogen, zerbrochen und im Nebengestein verfrachtet.

Abbildung 2. Erzanschliff. Vergr. $\times 80$. Fundort: Lahanos/Türkei. Ganz ähnlich Bild. 1. Neben und in Pyrit (weiß) sind hier auch Kupferkies (weisgrau) und Zinkblende (grau) erkennbar. Der Kupferkies bildet sowohl konzentrische Zonen im Pyrit wie auch Zwickelfüllungen. Die Zinkblende tritt nur in lappigen Aggregaten auf.

Abbildung 3. Erzanschliff. Vergr. $\times 100$. Fundort: Lahanos/Türkei. Pyrit (grauweiß) zeigt deutliche Colloidalstrukturen und zonare Umwachsungen. Die Colloidalstrukturen werden insbesondere durch Schalen von Bleiglanz (weiß) und von Kupferkies (lichtgrau) markiert. Rechts unten im Bild liegt im Anschluß an einen Bleiglanzsaum eine größere, lappige Kupferkiespartie. Fast in Bildmitte einige idiomorphe Zinkblendekörner (grau).

Abbildung 4. Erzanschliff. Vergr. $\times 200$. Fundort: Lahanos/Türkei. Neben Pyrit (weiß) in Brombeeren und idiomorphen Körnern erscheint reichlich Zinkblende (grau). Die Zinkblende hat typische Colloidalstrukturen, teils in gut ausgebildeten Kugeln, teils als Saum um Pyritbrombeeren oder Kristalle. In den kugeligen Zinkblendeaggregaten stecken sehr feinkörnige, unregelmäßig begrenzte Kupferkiese (grauweiß) zum Teil in konzentrischer Anordnung.

Abbildung 5. Erzanschliff. Vergr. $\times 100$. Fundort: Lahanos/Türkei. Zinkblende (grau) mit zonaren Colloidalstrukturen umgibt mit dünnen, lappigen Säumen unregelmäßige Partien von tuffitischem Nebengestein (dunkelgrau). Die Säume umschließen auch große Zinkblendeaggregate, Kupferkiesanhäufungen (grauweiß) und ganz gelegentlich auch Pyrit (weiß).

Abbildung 6. Erzanschliff. Vergr. $\times 200$. Fundort: Lahanos/Türkei. Neben Gelpyrit (weiß) und vererzten Bakterien reichlich Zinkblende (grau) in kugeligen Aggregaten und in Säumen, die tuffitisches Nebengestein (dunkelgrau) und sehr feinkörnige, poröse Kupferkiespartien (grauweiß) umschließen. Diese von Zinkblende umsäumten Partien erinnern an „Onkoide“, das sind ooidähnliche Körner, die durch Umkrustung von Schlammflocken während der Sedimentation und in noch unverfestigten, marinen Schlämmen entstehen. Sie sind typische syngedimentäre bis paradiagenetische Bildungen. Von besonderer Bedeutung ist hier das Verhalten des Kupferkieses, der nicht als „jüngere“ Bildung, sondern gleichalt mit dem Pyrit und hauptsächlich im Inneren der Onkoide auftritt.

Abbildung 7. Erzanschliff. Vergr. $\times 100$. Fundort: Lahanos/Türkei. Große idiomorphe Pyrite (weiß) und einige kleinere Brombeeren vererzter Bakterien werden von dünnen Schalen von Pyrit umkrustet. Diese Schalen sind nachträglich wieder abgelöst, verbogen und zerbrochen, wobei sie innerhalb des umgebenden tuffitischen Materials (schwarz) vertrifftet wurden. Zinkblende (grau) ist nur in einigen Körnern im Pyrit und an seinem Rand vorhanden. Die Vertrifftung der abgelösten Pyritschalen konnte nur erfolgen, solange das tuffitische Nebengestein noch nicht diagenetisch verfestigt, also schlammförmig war.

Abbildung 8. Erzanschliff. Vergr. $\times 200$. Fundort: Lahanos/Türkei. Ganz ähnlich Bild 7, nur stärker vergrößert. Man erkennt jetzt, daß zwei Pyritschalen um die große Pyritpartie (weiß) ausgebildet wurden, wobei die erste Schale ein großes und mehrere sehr feine Nebengesteinskörner mit einschloß. Es kam nur zu einer Ablösung und Vertrifftung der zweiten, äußeren Pyritschale. Mit den pyritvererzten Bakterien ist feinausgeflockte Zinkblende (dunkelgrau) verbunden.

B. DAS GEOLOGISCHE PROFIL DES AKSUDERE BEI GIRESUN
(NORDOST ANATOLIEN)

VON

HANS HELMUT SCHULTZE-WESTRUM¹

INHALT

Vorwort	25
I. Einleitung	26
II. Geologischer Teil	26
1. Das Regelprofil der ostpontischen Scholle	26
2. Der Gesteinsaufbau entlang des Aksudere	28
2.1 Metamorphes Kristallin als Unterbau des pontischen Gebirges	28
2.2 Die Sedimentgesteine	29
2.21 Liastransgressionskonglomerat	30
2.22 Massenkalk des Ober-Jura/Unterkreide	30
2.23 Hippuritenkalke als Massenkalk der Oberkreide	31
2.24 Tuffitische Kalkmergelserie und Inoceramenkalke der Oberkreide	32
2.25 Die oberen tuffitischen Kalkmergel- und Nummulitenkalke	32
2.26 Mergelkalke des Oligozäns und Miozäns	33
2.27 Jüngste Bildungen	34
2.3 Die Magmagesteine	34
2.31 Alte Vulkanite an der Basis des pontischen Gebirges	34
2.32 Untere basische Serie	35
2.321 Diabassplit	35
2.322 Keratophyr	36
2.323 Hornblende-Andesit	36
2.324 Basalt und Spilitlagen in Agglomeraten	36
2.33 Die Dazitserie.	36
2.331 Dazit I (Lagerstättendazit)	37
2.332 Dazit II	38
2.34 Die obere basische Serie	38
2.341 Diabassplit	39
2.342 Keratophyrspilit	39
2.343 Andesit	39

¹ Von der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität München als Dissertation angenommen.

2.35	Granitische Intrusiva	39
2.351	Augit-Monzonit und Hornblende-Quarzmonzonit	40
2.352	Hornblende-Augitdiorit	40
2.353	Quarzdiorit – Hornblendequarzdiorit	41
2.354	Aksu-Granodiorit	41
2.355	Granodioritporphyr	41
2.356	Kersantit	42
2.36	Die jungen Vulkanite	42
2.361	Andesit	43
2.362	Quarztrachyt	43
2.363	Olivin-Basalt	43
2.4	Der magmatische Zyklus	44
3.	Tektonik	44
3.1	Ältere Ansichten zum Bauplan des pontischen Gebirges.	44
3.2	Der tektonische Bau im Bereich des Aksudere.	45
3.3	Zur Frage der „Flyschbildungen“	48
3.4	Die tektonogenetische Stellung des Aksudere-Bereiches	49
III.	Lagerstättenkundlicher Teil	50
1.	Die Erscheinungsformen der Vererzung	50
1.1	Hydrothermale Erzvorkommen	50
1.11	Gangförmige Erzvorkommen	50
1.12	Brekzienerze und Imprägnationen	50
1.13	Lagerförmige Erzkörper	51
1.2	Skarnerzvorkommen	51
2.	Die Erzvorkommen des Aksutales.	51
2.1	Magmatisch-hydrothermale Erzkörper	51
2.11	Gang- und Spaltenvererzung	51
2.12	Brekzien- und Imprägnationsvererzungen	52
2.13	Lagerförmige Erzkörper im Hangenden des Dazit I	53
2.2	Skarnerzvorkommen	54
2.21	Oxydische Eisenerzvorkommen mit Sulfidbeteiligung	55
2.22	Sulfiderze mit geringer Oxydbeteiligung	55
3.	Die Altersstellung der Vererzungen	56
IV.	Zusammenfassung und Ergebnisse	57

VORWORT

Vorliegende Arbeit ist ein Teilergebnis dreijähriger geologischer Untersuchungen des Verfassers in der sogenannten „ostpontischen Erz- und Mineralprovinz“ für das M. T. A.-Institut, ANKARA (Institut für Lagerstättenforschung der Türkei, ANKARA).

Den leitenden Herren dieses Institutes und ihren Mitarbeitern, so besonders Herrn Generaldirektor Dr. S. ALPAN, Herrn Dr. M. TOKAY und Herrn Geol. R. AKOL sei an dieser Stelle mein Dank ausgesprochen für ihre stete Unterstützung und die Bewilligung zur Veröffentlichung dieser Arbeit.

Die Anregung zur Arbeit gab Herr Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER, der seit Sommer 1957 mit der Betreuung aller laufenden Arbeiten innerhalb der lagerstättenkundlichen Abteilung obigen Institutes für das Ostpontische Gebirge beauftragt war. Ihm gebührt mein besonderer Dank für seine stets liebenswürdige Unterstützung, seine wertvollen Hinweise und Anregungen.

Nicht vergessen möchte ich, den Kollegen aus dem Gelände, Herrn Dr. C. Kahrer, Drs. A. Kraëff, Dr. L. Klay, Dr. A. Pollak und Dipl.-Geol. H. Zankl meinen Dank für die kameradschaftliche Zusammenarbeit und die fruchtbaren Diskussionen auszusprechen.

Schließlich gebührt mein Dank den Chefgeologen und Petrographen des M. T. A., Herrn Dr. G. v. d. Kaaden und Dr. P. de Wijkerslooth, für ihre Hilfe bei der Durchsicht der Gesteinsproben und ihre wertvollen Hinweise aus dem reichen Schatz ihrer Erfahrungen.

Ein Großteil der petrographischen Gesteinsbestimmungen wurde im Institut für Lagerstättenkunde in Ankara durch Dr. K. Markus durchgeführt, dem ich ebenso wie den unbenannten Helfern aus der paläontologischen Abteilung meinen Dank aussprechen möchte.

I. EINLEITUNG

Der Schwerpunkt der Untersuchungsarbeiten durch das M. T. A.-Institut während der Jahre 1958 mit 1960 lag einmal im Hinterland von Giresun-Trabzon, zum anderen im Raum Murgul-Artvin.

An mehreren Punkten hatte ich Gelegenheit, die Geologie der Lagerstätten des Ostpontischen Gebirges in Detailkartierungen zu untersuchen. Das in der vorliegenden Arbeit eingehender zu betrachtende Gebiet betrifft das direkte Hinterland der Vilayet- und Hafenstadt Giresun (Kerasun des Altertums, eine Gründung von Milet).

Es hat eine Ausdehnung von 500 km². Die Begrenzung folgt im Westen von der Küste dem Batlamcay aufwärts bis in die Vorhöhen der Balabandağlari, deren höchste Erhebung der Karataş (= schwarzer Berg, ein „Basalt“) mit 3095 m ist. Von hier aus verläuft sie parallel dem Hauptkamm nach Osten, um dann als Ostbegrenzung auf der Wasserscheide zwischen Aksu und dem Yağlidere zur Küste bei Keşap zurückzukehren.

Als Unterlage bei der Kartierung dienten die neuen luftphotogrammetrischen Blätter 1 : 25 000 des militärgeographischen Institutes der Türkei, die leider immer noch unter Geheimhaltungsvorschriften fallen und deshalb nicht im Anhang gebracht werden können. Dafür erscheinen photographisch verkleinerte Nachzeichnungen dieser Blätter ohne Angaben von topographischen Einzelheiten. Zur besseren Vorstellung der morphologischen, geologischen und tektonischen Verhältnisse wurde ein dichtes Profilnetz mit zwischengeschalteten Blockdiagrammen über die Kartenaufnahme gelegt (Anlage 1 und 2).

Zunächst soll unter Verwertung aller bisher bestehenden Kartenunterlagen und Berichte ein Regelprofil für das Ostpontische Gebirge aufgestellt werden. Dieses Regelprofil wird dann an Hand der im Gebiet des Aksutales auftretenden Sedimentgesteine und magmatischen Gesteine näher erläutert. Die aus dem Ostpontischen Gebirge bekannt gewordenen Lagerstättentypen sind im Bereich der Profilaufnahme Aksudere nur andeutungsweise in Form schwächerer Mineralisationspunkte vorhanden. Die Beschreibung der hier angetroffenen Vererzung erfolgt daher jeweils zusammen mit einem Typusvertreter bekannter Lagerstätten aus dem ostpontischen Raum.

II. GEOLOGISCHER TEIL

1. DAS REGELPROFIL DER OSTPONTISCHEN SCHOLLE

Durch die großmaßstäblichen Kartierungen und Prospektionsarbeiten der jüngeren Bearbeiter in der ostpontischen Erzprovinz erschienen in den Jahren 1957 bis 1960 mehrere Arbeitsberichte, die in ihren Karten und Gesteinsbeschreibungen eine für das jeweilige

Gebiet zugeschnittene Legende willkürlicher Namengebung aufwiesen und trotz nachbarlicher Anschlußgebiete nicht immer zu vergleichen waren. Um die weiter fortzuführenden Arbeiten zu erleichtern und Widersprüche in der Namengebung der einzelnen Gesteinspakete zu vermeiden, wurde von mir unter Verwertung aller bis dato bestehenden Kartenunterlagen und Berichte ein „REGELPROFIL“ für das gesamte ostpontische Gebirge aufgestellt.

In diesem Regelprofil erscheinen alle Gesteinspakete, die bis heute aus dem pontischen Gebirge bekannt geworden sind, auch wenn sie faziesbedingt nicht überall auftreten und lokale Sonderheiten darstellen.

Das Normverhältnis der am Oberbau des pontischen Gebirges beteiligten Gesteinsfamilien beträgt:

30 % marine Sedimente, 60 % Vulkanite und 10 % Granite. Eine scharfe Trennlinie zwischen Vulkaniten und Sedimenten läßt sich nur in den wenigsten Fällen ziehen. Meistens sind die Vulkanite mit den Sedimentpaketen verzahnt; oft können die einen die anderen faziell vertreten. Deswegen erscheinen sie auch im „Regelprofil“ nebeneinander und nicht als durchlaufende Folge.

Tabelle 1. Die Abfolge der am Aufbau beteiligten Gesteinspakete umfaßt¹:

Serienbezeichnung	Sedimente	Vulkanite
Quartärbildungen	Terrassen	Basaltgänge
Junge Vulkanite und Sedimente	Mergelkalke des Oligozäns und Miozäns	Olivinbasalt Olivinleuzitit Leuzittephrite Trachyandesit Quarztrachyt Junge Agglomerate und Tuffe
Granitische Intrusiva		Lamprophyre und Kersantit Aplitische Gänge Quarzalbitit Granodioritporphyr („Hybabyssischer“ Granodiorit ?) Quarzdiorit Granodiorit Hornblende-Augitdiorit Augit-Monzonit und Quarzmonzonit
Obere basische Serie und Sedimentvertreter	Nummulitenkalke (Eozän) Tuffitische Kalk-Mergelserie (Senon)	Andesittuffe Andesit Keratophyr Spilite und Basalte Agglomerate und Tuffite

¹ Bei der Aufstellung dieses Regelprofils wurden besonders die Arbeiten von A. MAUCHER (1960) und H. ZANKL (1961) berücksichtigt.

Serienbezeichnung	Sedimente	Vulkanite
Dazitserie	rote Inoceramen-Kalke	Dazit II
	Dazitische Tuffe	
	rote Inoceramen-Kalke	Dazit I
Untere basische Serie und Sedimentvertreter	Aschentuffe	
	Tuffitische Kalk-Mergelserie und Hippuritenkalke (O. Kr.)	Andesit Diabasspilit Tholeiitbasalt
	Massenkalke des Malm mit U. Kreide	doleritische und amygdaloide Basalte und Agglomerate
Sedimente und Vulkanite an der Basis (U. Jura)	Knollenkalke (U. Jura) Liastransgressions-Konglomerat	Quarzkeratophyr doleritische Basalte Spilite
Kristalliner Unterbau	(Quarzitkonglomerat) Paragesteine: Serizitchlorit-Schiefer Serizitquarzit	Granodiorit Orthogesteine: Serizitquarzphyllit Biotitgneis

2. DER GESTEINSAUFBAU ENTLANG DES AKSUDERE

Das vorstehende Regelprofil gibt für das Ostpontikum nur das allgemeine Schema wieder. Es werden also bei der Durchquerung des Gebirges an den verschiedensten Stellen ortsbedingte, geringe fazielle Abweichungen angetroffen werden, die aber ohne Einfluß auf das Gesamterscheinungsbild des pontischen Gebirges bleiben. Bei der Beschreibung des Aksuprofiles wird auf die Abweichungen gegenüber dem Regelprofil besonders hingewiesen. Die Profilbeschreibung erfolgt in drei Gruppen mit: 1. Kristalliner Untergrund, 2. Sedimente, 3. Magmatite.

2.1 Metamorphes Kristallin als Unterbau des pontischen Gebirges

Bei der Durchquerung des pontischen Gebirges trifft man in den tiefeingeschnittenen Tälern seiner Hochregion immer wieder auf eine hochmetamorphe Zone mit Para- und Orthogesteinen, die zusammen mit einem tiefgründig zersetzten Granodiorit den Unterbau des pontischen Gebirges bilden. Im Bereich des Aksuprofiles sind es kleinere, nicht zusammenhängende Schollen von Serizitquarzphyllit und Graphitglimmerschiefer sowie mylonitisierten Quarzserizitgesteinen, die vereinzelt intensive Vererzung aufweisen.

Die Hauptmasse dieser Gesteine wird von Quarz in Pflasterstruktur aufgebaut, sowie untergeordnet Kalzit. Muskovit erscheint fast ausnahmslos in Serizitform und überwiegt bei weitem den Chlorit. Untergeordnet führen sie auch noch kohlige Substanz und Limonit.

Eine lokale Besonderheit liegt im Bereich von GÜDÜL, südlich Dereli. Innerhalb der Serizitquarzphyllite treten lokale Einschaltungen von erzführendem Graphitglimmerschiefer in der Dachzone eines Granodiorites auf.

Das gesamte Gestein wird von feinsten Quarzgängchen durchhäutert und zellenartig aufgelöst. Die Vererzung mit Pyrit, Kupferkies und reichlich Magnetkies bildet die Schieferung des Gesteins ab.

Der in Nachbarschaft der Serizitquarzphyllite und Graphitglimmerschiefer von GÜDÜL im Aksutal angetroffene Granit, der im Hangenden eines Granodiorits auftritt, zeigt starke Zertrümmerung und Zersetzungserscheinungen. Sein Mineralinhalt besteht aus Orthoklas, Albit und Quarz neben Kaolin und Serizit. Seine stratigraphische Stellung ist noch unbestimmt. Es könnte sich bei diesem zersetzten Granit um einen alten (paläozoischen) Granit handeln, der hier in der Dachzone eines unzersetzten, frischen Granodiorits posteo-zänen Alters steckt.

Sichere Aufschlüsse des alten Granites liegen im Profilbereich des Aksudere nicht vor. Er ist jedoch aus nächster Nachbarschaft bekannt geworden; so in YEDİGÖZ, am Südabfall des Balaban dağs.

Es ist ein stark in Greisen umgewandeltes Gestein mit Resten von Orthoklas, Albit und Quarz. Die Feldspäte sind weitgehend in Quarz, Serizit und Kaolin umgewandelt; daneben treten Topas und Turmalin auf, wobei der Turmalin strahlige Verwachsung zeigt.

ZANKL (S.63) beschreibt vom Gipfel des TOSLUBURU und aus dem KARAMUSAFA-Tal im Bereich des Harşitprofils einen größeren zusammenhängenden Komplex alter Granodiorite, die denen von Yedigöz und Güdül in Mineralbestand und Umwandlungserscheinungen sehr ähnlich sind. Eine exakte Altersstellung ist auch dort schwierig; fest steht nur, daß die Gneise, Phyllite und Granite *präjurassisch* sein müssen.

Fossilfunde aus dem metamorphen Kristallin sind bisher aus dem engeren Hinterland von Giresun nicht bekannt geworden, werden jedoch aus ähnlich aufgebauten Gebieten, größerer räumlicher Erstreckung in der östlichsten Fortsetzung des pontischen Gebirges beschrieben. Sie werden dort nach ABICH (1865/1887), BATSEWITSCH (1887), und OSWALD (1912) ins Prädevon gestellt.

BLUMENTHAL (1950), der in der Narbenzone zwischen Pontischem Gebirge und Anatoliden Nordrand arbeitete, sieht in den Para- und Orthogesteinen der Kelkitzone den Übergang des mittelanatolischen Grundgebirges („Halysmasse“) zur pontischen Scholle. Fossilfunde mit

Schwagerina sp.
Neoschwagerina sp.
Glomospira sp.
Sumatrina sp.
Mizzia sp.

lassen eine Einstufung dieser alten Serie ins PERM zu. Wenn also durch fehlende Fossilführung eine stratigraphische Einstufung des Kristallins aus dem Hinterland von Giresun noch schwierig erscheint, so kann doch mit Sicherheit aus Analogieschlüssen gesagt werden, daß der Unterbau des pontischen Gebirges ins PALÄOZOIKUM zu stellen ist.

2.2 Die Sedimentgesteine

Präjurassisch wurde der kristalline Unterbau des pontischen Gebirges von einer langandauernden Hebung bei gleichzeitig tiefwirkender Abtragung erfaßt, die das alte Gebirge zu einer Penepplain einebnete. Nach der Einebnung begann zunächst zögernd, dann jedoch immer weiter und schneller fortschreitend die Transgression des Meeres aus dem Süden.

2.21 Liastransgressionskonglomerat

Ein Transgressionskonglomerat mit abgerundeten Komponenten des kristallinen Untergrundes und darauf aufliegenden Sandsteinen mit PECTEN-Führung wird von ZANKL (Seite 64) aus dem Harşitprofil von der Paßhöhe zwischen Torul und Siran beschrieben. Über den Konglomeraten und Sandsteinen folgen rote Knollenkalke in Adnether Fazies, die reichen Fauneninhalt aufweisen. Es wurde dieses Paket mit Sicherheit als Mittel-Lias (γ) belegt.

Im Profilbereich des Aksutales liegt ein Quarzkonglomerat auf der Paßhöhe bei YAVUS-KEMAL-KULLAKKAYA. Auch hier wird das Konglomerat von Sandsteinen begleitet. Fossilien treten jedoch nicht auf.

Mergelig-sandige, rote Knollenkalke in 3–7 m Mächtigkeit liegen südlich DERELI basischen Effusiva in Blockausbildung auf. Die Effusiva haben eine Mächtigkeit von 30 m und füllen das alte Relief des kristallinen Untergrundes aus. Rein äußerlich ähneln diese sandigen Kalke den von ZANKL beschriebenen, jedoch fehlt Fossilführung, so daß eine exakte Einstufung nicht möglich ist.

2.22 Massenkalk des Ober-Jura/Unter-Kreide

Über den mergelig-sandigen, roten Kalken liegt eine 50 m mächtige Blocklavadecke, auf die dann mächtige Massenkalk mit teilweiser Riffausbildung auflagern. Im Liegenden dolomitisch, zellig ausgebildet, gehen sie zum Hangenden in dunkel- bis weißgraue, dichte Massenkalk über, die in ihren Riffen bis zu 400 m Mächtigkeit erreichen können.

U. d. M. läßt sich bei den gelblich bis bräunlichen zuckerkörnigen Zellenkalken ein mittelkörniges Dolomit-Kalzitpflaster erkennen, das zellenförmig aufgelöst ist. Die Zellwände werden von eisenhaltigem Dolomit gebildet, der Zonarbau aufweist. Zu Brauneisen umgewandelter Pyrit füllt Hohlräume und Zwickel aus.

Aus der Hangendabteilung gleicher Lokalität, Dereli Süd, Orman ambare, zeigt der graue Massenkalk ein feinkristallines Kalzitpflaster, in dem Schalenreste von Mikrofossilien schwimmen (besonders Radiolarien = Spummelarien). Ein angeschnittener Längs- und Querschnitt eines Belemniten (*Belemnites* [Duvalia] sp.) zeigt die typische radialstrahlige Anordnung der Kalzit-Aragonitkristalle.

Die Verbreitung der Massenkalk erstreckt sich über den ganzen südlichen Raum des Arbeitsgebietes und ihre Mächtigkeit nimmt nach Norden hin stark ab. Der Massenkalk ist mit in die starke Bruchtektonik einbezogen worden und zeigt Verkippen, jedoch keinerlei Faltung, auch nicht in Kleinbereichen.

Seine allgemeine Fossilarmut erschwert eine stratigraphische Einstufung, jedoch wurden vereinzelt Funde gemacht, die das Einsetzen der Massenkalksedimentation im MALM als gesichert erscheinen lassen. In seinen Riffen kann er aber auch noch bis in die untere Unterkreide hinreichen. Von den aufgefundenen Faunen beschreibt ZANKL (S. 65) eine Schwammfauna mit:

Sporadophyle cf. obliqua GOLDF.

Spenaulax sp.

Tremadictyon cf. cucullatum QUEN.

Peronidella sp.

aus den Massenkalken des Harşittales im östlichen Anschlußgebiet.

BLUMENTHAL (1950) nennt aus Massenkalken von Ünye-Fatsa:

Diceras cf. arietinum LAM.
Rhacophyllites tortisulcatum d'ORB.
Crioceras sp.
Phylloceras cf. helios NOETL.
Phylloceras cf. demidoffi ROM.
Ochetoceras canaliculatum (v. BUCH) var.
Calpionella sp.

Er will in diesen Kalken eine lithologische Einheit von O.-Jura/U.-Kreide sehen, die nicht zu trennen sei.

KOSSMAT (1910) und TSCHIHATSCHEFF (1887) beschrieben Kalke mit *Requiena ammonia* GR. aus dem Harşit- und Karabörktal, die sie in die unterste Kreide stellen.

Verfasser fand aus Massenkalken des Aksutales (Riffkalk bei Yağmurca, SW von Hörmürlü)

Belemnites (Pseudobelus) sp.
Belemnites (Duvalia) sp.
Diceras arietinum LAM.,

die von Mikrofossilien, hauptsächlich *Miliolidae* und *Orbitolinidae* begleitet werden. Es scheint sich auch bei diesen Massenkalken mit aufsetzender Riffazies um eine Einheit zu handeln, die vom Malm bis in die unterste Kreide reicht.

2.23 Hippuritenkalke als Massenkalke der Oberkreide

Hippuritenkalke sind vielfach durch eine Agglomerat-Tuffitlage von den Malmkalken getrennt. An manchen Stellen kann aber auch reliefbedingt diese Sonderausbildung den Massenkalken des Malm direkt aufliegen. Sie erreichen nicht die Mächtigkeit der Malm-massenkalken, können jedoch vereinzelt in Riffausbildung auf 150 m anwachsen. Die Verbreitung der Hippuritenkalke fällt mit denen der Malmkalke zusammen, in ihren Ausläufern erstrecken sie sich jedoch weiter nach Norden. Ihr Fauneninhalt mit:

Textularia sp.
Hippurites sp.
Radiolites sp.
Belemnites sp. (*Belemnitella* d'ORB.)
Echinoconus conicus BREYNIUS.
Pachydiscus subrobustus SEUNES.

deutet auf Oberkreide (SENON) und wurde einer riffähnlichen Ausbildung entnommen, die nur randlich durch Agglomerat- und Tufflagen getrennt, bei YAĞMURCA dem Malm-U.-Kreideriff aufliegt.

Ähnliche Ausbildung zeigen auch Massenkalken bei YAVUSKEMAL-KAYAALAN, wo auf Malm-massenkalken scheinbar direkt Oberkreidekalke aufliegen, die

Belemnites sp.

Echinocomus conicus BREYNIUS

Pachydiscus subrobustus SEUNES

Leticulina sp.

Globotruncana cf. linnei (d'ORB.)

Orbitoides sp.

führen. Es kann jedoch beobachtet werden, daß eine randliche Verzahnung mit Tuff- und geringmächtigen Agglomeratlagen besteht, die sich zwischen die Malm- und Oberkreidekalke einschieben.

Diese Massenkalk der Oberkreide bilden eine Sonderfazies. In größerer Verbreitung tritt an ihre Stelle ein bankig, plattig ausgebildetes Sedimentpaket tuffitischer Mergelkalke und Inoceramenkalke.

2.24 Tuffitische Kalkmergelserie und Inoceramenkalke der Oberkreide

In den küstennäheren Gebieten des Oberkreidemeeres vertreten tuffitische Kalkmergelserien und Inoceramenkalke die massigen, teilweise auch bankigen Hippuritenkalke. An manchen Stellen, so besonders bei Yavuskemal-Madenköy und Kuşluhan-Akkaya (weißer Stein) erreichen sie solche Mächtigkeiten, daß sie auch faziell die Agglomerate und Laven der unteren basischen Serie vertreten können, die dann nur noch als dm-mächtige Zwischenschaltungen in den Sedimentpaketen auftreten.

Ihr Fauneninhalt kann in tieferen Lagen untere Oberkreidearten enthalten, gipfelt aber im Hangenden der einzelnen Vorkommen in

Inoceramus balticus BÖHM.

Es sind dann rote, eisenschüssige Mergelkalke, in deren dichter Masse Relikte von Feldspäten, Glimmer und untergeordnet Quarz liegen. Die Glimmer sind der Schichtung parallel eingelagert. Radialstrahlige, aragonitische Schalenreste von Makrofossilien (überwiegend Inoceramen) sind mit eingeschlossen worden.

Die Bildung der „roten“ Inoceramenkalke hielt über die Zeit der Daziteffusionen an. Sie sind teilweise den einzelnen Dazitlaven zwischengeschaltet, – was für submarine Bildung der Dazite spricht, – überlagern dazitische Tuffe nach Abschluß der Dazit-I-Decke und treten auch noch in den oberen tuffitischen Mergelkalken auf, die den Dazit II überlagern. Sie dienen somit als gute Zeitmarke für die Einstufung der Dazitserie, die einwandfrei senones Alter hat.

2.25 Die oberen tuffitischen Kalkmergel- und Nummulitenkalke

Aus den oberen Lagen der roten Inoceramenkalke entwickeln sich an einzelnen Stellen mächtige Pakete von Mergelkalken mit Tuffitzwischenlagerungen, die im Bereich des Aksutales 200 m erreichen können und dann als Vertreter der oberen basischen Serie auftreten. Eine randliche Verzahnung mit ihr dient als Zeitmarke für den Vulkanismus.

Im Hinterland von Giresun liegen die größten Vorkommen dieser Mergelkalke bei Çiçekliköy, Çaykara und Güveç; aus westlichen Anschlußgebieten, besonders dem Hinterland von Ordu-Fatsa, sind gleiche Vorkommen in großer Verbreitung und Mächtigkeiten bis zu 500 m bekannt geworden.

Diese Mergelablagerungen bilden aber nicht immer ein zusammenhängendes Paket, oft liegen sie nur als dünnmächtige Einschaltungen in den Agglomerat- und Tuffitlagen und zwischen einzelnen Lavadecken der oberen Vulkanitserie.

Der aus dem Hinterland von Giresun und Bulancak bekannt gewordene Fauneninhalt umfaßt:

Inoceramus balticus BÖHM.
Inoceramus lamarki SOW.
Micraster piriformis BÖHM.
Epiaster gibbus LAM.
Rhynchonella sp.
Ananchytes sp.
Coraster sp.
Ampullina semipatula (DESHAYES)
Lucina contorta DEFRANCE.
Ostrea sp.
Pelecypoda div. gen. et. sp. indet.
Pleurotomaria sp.
Gryphaea sp.

Es ist also ein Sedimentpaket, das Oberkreidealter (Senon) hat und als untere Zeitmarke der oberen basischen Serie herangezogen werden kann.

Über ihm folgen weitere mächtige Agglomeratbildungen und Tufflagen, sowie Sedimentpakete, die nun eine Eozänfauna mit Nummuliten aufweisen und somit die obere Zeitmarke für die Einstufungen der oberen basischen Serie geben. Aus diesen mergeligen Kalken wurden bestimmt:

Nummulites ramondi DEFRANCE.
Nummulites laevigatus (BRUGUIERE)
Nummulites lucasanus (DEFRANCE)
Nummulites aff. *distans* DESHAYES
Assilina laxispira (DE LA HARPE)

Diese Nummulitenkalke liegen entweder zwischen den Vulkaniten der oberen basischen Serie, oder können nur durch Tufflagen getrennt, über den senonen Mergelkalken auftreten. In der Karte erscheinen sie deshalb nicht getrennt aufgeführt.

2.26 Mergelkalke des Oligozäns und Miozäns

Über den Nummulitenkalken liegt – durch andesitische Tuffe getrennt – ein weiteres Agglomerat-Tuffpaket, in dem geringmächtige Kalkeinschaltungen auftreten. Fossilführung wurde aus dem Bereich des Aksutales nicht bekannt, jedoch konnten 1959 bei der Kartierung des Hinterlandes Bulancak (westliches Anschlußgebiet der vorliegenden Karte) und aus Ünye-Fatsa folgende Fauna bestimmt werden:

Miozän: *Cyclostoma antiquum* BRONG.
Auricula sp.
Helix sp.
Buliminus sp.
Oligozän: *Ostrea gigantea* SOLANDER in BRANDER.

Die Miozänmergelkalke liegen dabei diskordant auf den Oligozänablagerungen und können noch von geringmächtigen Tufflagen überdeckt werden; auch sind Tuffite immer in diese Ablagerungen eingeschaltet.

2.27 Jüngste Bildungen

Echte Quartärbildungen sind Terrassen im Fluß- und Küstenbereich, von denen drei verschiedene Stufen belegt sind. Die ältesten Terrassen liegen heute 75–150 m über dem Spiegel des Schwarzen Meeres, die jüngste, in ‚statu nascendi‘, im Küstenabfall.

Sie zeigen deutliche Kreuzschichtung und reiche Schilleinlagerungen und sind außerdem schon tektonischen Verstellungen unterworfen.

Die von STRATIL-SAUER (1959) beschriebenen und mündlich mitgeteilten Beobachtungen glazialer Talböden und Moränenablagerungen sind hier ohne geologisches Interesse, da es sich nicht um Ferngletscher einer größeren Fläche überdeckenden Inlandeismasse handelte, sondern nur lokale Firngletscher aufgetreten sind. Die meisten Beobachtungen stammen aus dem östlichen Raum. Auf den Höhen der Balaban Dağleri konnten echte Moränenablagerungen nicht beobachtet werden, obwohl einige Muldenformen auf Exaration deuten können.

2.3 Die Magmagesteine

Magmatische Gesteine haben den größten Anteil am Aufbau des pontischen Gebirges.

Die Beschreibung der einzelnen Abteilungen erfolgt in ihrer Altersabfolge vom Älteren, zum Jüngeren. Bei der Benennung der einzelnen Gesteine wurde auf die TRÖGERSche Nomenklatur Rücksicht genommen und es erscheint hinter jedem Gesteinsnamen die Nummer des TRÖGER Nomenklatur-Kompendium, Ausgabe 1935.

2.31 Alte Vulkanite an der Basis des pontischen Gebirges

Über den Quarzitkonglomeraten von Yavuskemal, bzw. direkt auf den Phylliten des kristallinen Untergrundes liegt eine Gesteinsserie bsaltischer Vulkanite mit Blocklava, Agglomeraten und Tuffzwischenlagen. Eingeschaltet tritt in dieser bis zu maximal 100 m mächtigen Serie ein roter mergelig-sandiger Knollenkalk auf, der nach ZANKL (S. 64) in den Lias zu stellen ist.

Bei den Blocklaven von Yavuskemal-Cavurhendereği bauen Albit und Oligoklas im wesentlichen das Gestein auf. Daneben ist reichlich opake Substanz vertreten. Sekundärbildungen sind Kalzit, Serizit, Chlorit, Prehnit und Epidot, der Albit ist stark zersetzt. Es handelt sich hier um einen NATRONKERATOPHYR-SPLIT (TRÖGER, 220).

Eine basaltische Decke über den Knollenkalken südlich von Dereli erwies sich als Albitdiabas (Albitdolerit) (TRÖGER, 221).

In einer dichten, manchmal grobkörnigen, intersertal struierten Matrix aus Plagioklasmikrolithen, Chlorit und zersetztem Kalzit liegen Phenokristen von saurem bis mittelbasischem Plagioklas (Albit – Andesin) und Augit. Augitmesostasis ist häufig zu beobachten. Untergeordnet tritt opake Substanz (Pyrit und Ilmenit) auf.

Die Vulkanite dieser älteren Bildungen sind einer schwächeren Regionalmetamorphose und in der Nachbarschaft der jüngeren Granitintrusion einer starken Kontaktmetamorphose unterworfen worden, die hauptsächlich zu einer Verskarnung der Tuffzwischenlagen führte.

Im Hangenden wird die Serie von den Massenkalken des O. Jura/U. Kreide überlagert. Wo diese fehlen, folgen direkt die Gesteine der unteren basischen Serie.

2.32 Untere basische Serie

Eine bis maximal 800 m mächtige Serie von Agglomeraten, Tuffiten und Lavadecken nimmt den gesamten Raum zwischen den O. Jura/U. Kreide-Massenkalken und den roten Inoceramenkalken des Senon ein. Es ist der erste Höhepunkt der FRECHSchen „Massenergüsse“ (1910), die jedoch von ihm ins mittlere Tertiär gestellt werden. Echte basaltisch-andesitische *Deckenergüsse*, als die sie auf den regionalgeologischen Karten erscheinen, liegen aber *nicht* vor. Agglomerate und Tuffablagerungen überwiegen bei weitem die submarinen Blocklaven sowie die doleritischen Basalt dykes und Sills. Ihre Verbreitung erstreckt sich in schwankender Mächtigkeit – sie füllen bereits ein altes Relief auf – über das gesamte Hinterland von Giresun-Aksudere, nur im Küstenbereich liegen die Gesteine dieser Serie tektonisch bedingt unter dem Meeresniveau und erscheinen somit nicht mehr auf der Karte. In ihren *oberen* Lagen finden sich immer wieder Kalkmergeleinschaltungen, die mit Makro- und Mikrofaunen eine stratigraphische Einstufung in die Oberkreide ermöglichen.

Bezeichnend für diese Serie ist einmal das starke Auftreten von albitisierten Plagioklasen, das Fehlen von Olivin, chloritisierte Mandelausfüllungen in den Blocklaven und starke Umwandlungen mit Mineralvergesellschaftungen einer Zeolith-Fazies im Sinne von COOMBS, ELLIS, FYFE und TAYLOR (1959).

Die Agglomerate mit amygloidalen und doleritischen, olivinfreien Basaltkomponenten wechseln mehrfach mit den Tuffitlagen ab. Eine scharfe Grenzlinie kann zwischen beiden nicht gezogen werden, vielmehr gehen sie ineinander über, derart, daß die groben Gesteinskomponenten in einem tuffitischen Bindemittel immer mehr abnehmen, bis sie schließlich ganz fehlen und nur noch ein Tuff bzw. Tuffit vorliegt. Die Dykes, Sills und Lavadecken der unteren basischen Serie stecken in dieser Agglomerat-Tuff-Mischserie, bzw. sind mit ihr randlich verzahnt. Die typischen Vertreter dieser basaltischen Decken und Sills sind:

2.321 Diabasspilit von Yağmurca im Aksutal

Auf dem Dolomitischen Sockel der Malm-Massenkalke liegt eine Blocklavadecke, die randlich mit dem auf dem Sockel aufsitzenden Kalkriff in Kontakt steht und Taschen in diesem ausfüllt.

Die Grundmasse des Gesteins wird von saurem Plagioklas (Albit-Oligoklas) aufgebaut, sowie von Augit. Als Phenokristen erscheinen Augit und etwas Albit. Sekundärbildungen sind Epidot, Serizit (als Feldspatverdränger), Prehnit und Chlorit. Die Struktur ist porphyrisch-intersertal. Untergeordnet erscheint opake Substanz (FeS_2 und Ilmenit).

Das Gestein entspricht den „autometamorph albitisierten dichten Diabasen“ nach ROSENBUSCH, IV, 1271 und TRÖGER, 329.

2. 322 *Keratophyr von Ülperköy im Aksutal, Nähe Homurlu*

In einer stark umgewandelten Matrix, die nur noch aus Serizit und Quarz aufgebaut wird, liegen Phenokristen von Albit und Augit. Neubildungen sind Prehnit und Pumpellyit. Die Struktur ist porphyrisch. Es ist ein Effusivgestein, vermutlich Keratophyr (TRÖGER, 213).

Diese Lavadecke liegt in der oberen Abteilung der unteren basischen Serie und wird von grün-schwarzen Tuffiten überlagert, die mit Kalkmergellagen verzahnt sind.

2. 323 *Hornblende-Andesit von Köknarlı, bei Derehi im Aksutal*

Eine etwa 40 m mächtige Andesitdecke tritt unter den Kalkmergellagen der unteren basischen Serie und über einem Hippuritenkalkriff auf. Das Gestein ist stark in Zersetzung begriffen.

In einer silifizierten Matrix mit wenig Plagioklasleisten liegen Phenokristen von Oligoklas und Andesin, die z. T. kalzitisiert sind. Daneben tritt reichlich Hornblende auf, die randlich opakisiert und in Zersetzung begriffen ist. Das Gestein ist reich an chloritgefüllten Mandeln. Als Sekundärbildungen treten weiter noch Epidot, Chlorit und Serizit auf. Die Struktur ist porphyrisch, amygdaloidal.

Dieses Gestein kann – nach TRÖGER, 324 – als Hornblende-Andesit angesprochen werden.

2.324 *Basalt und Spilitlagen im Agglomerat von Çalcaköy, Aksutal*

In einer mächtigen Agglomerat-Tuffitdecke liegen konkordant eingeschaltet 20–50 m mächtige basaltische Lavadecken. Die oberen Basalteinschaltungen unterscheiden sich von den unteren durch das Auftreten von Albit an Stelle von Anorthit, sowie eine mehr oder wenig starke Quarzföhrung.

Das Gestein der oberen Decken wird im wesentlichen von Albitmikrolithen aufgebaut, sowie von Quarz. Daneben treten sekundär gebildeter Kalzit und Chlorit auf, die besonders vielfach Mandeln und kleine, haarfeine Klüftchen füllen. Der Chlorit ist eisenreich.

Gemäß TRÖGER-Nomenklatur, 220: *Quarzföhrender Keratophyrspilit*.

Für das Gestein der unteren Decken ergab sich:

In einer intersertal struierten Matrix aus Plagioklas- und Augitmikrolithen stecken Phenokristen von zonar gebautem Plagioklas und Augit. Opake Substanz ist reichlich vertreten. Sekundärbildungen sind Serizit, Kalzit und Chlorit, sowie etwas Prehnit und Epidot.

Gemäß TRÖGER, 344, *olivinfreier Tholeiitbasalt*, der Spilitisierung unterworfen ist.

Über den Agglomeraten liegt ein geringmächtiges Paket mit roten, Inoceramenschalenführenden Kalkmergeln, die eine Einstufung der unteren basischen Serie in die Zeitspanne zwischen Malm und Senon zulassen, da im Liegenden der Agglomerate Malm/U. Kreidekalke auftreten, teilweise auch die untere basische Serie direkt den U. Juravulkaniten auflagert.

2.33 Die Dazitserie

In der Oberkreide wird der bisher basische Vulkanismus von einer mächtigen Dazitförderung abgelöst. Dazitströme ergossen sich aus Spalten und untergeordnet aus Schloten

in ein tektonisch-erosionsbedingtes Relief und überdeckten dabei ein Gebiet von mehr als 15 000 qkm Ausdehnung.

Es fand aber nicht eine einheitliche Lavenförderung statt. Die heute vorliegenden Dazitdecken sind das Ergebnis eines rhythmischen Ablaufes schwachsaurer bis intermediärer Laven- und Tufförderungen. Abgelagert wurden sie untermeerisch, wovon zwischengeschaltete Inoceramenkalkbänke und Mikrofauna-führende Tuffitlagen zeugen. Es kam aber nicht nur zur Bildung von Dazit, sondern es wurden auch Andesite gefördert, die den einzelnen Dazitlaven besondere in ihren oberen Abteilungen konkordant zwischengelagert sind und westlich von Giresun bei Bulancak größere Bedeutung erlangten.

Die Dazitserie läßt sich in ihrer gesamten Verbreitung schon rein äußerlich in zwei Abteilungen untergliedern. *Die liegende Abteilung ist stark brekziös ausgebildet, einer weit fortgeschrittenen Kaolinisierung und Silifizierung unterworfen und ist Träger der wichtigsten Erzlagerstätten.*

Eine nicht überall ausgebildete dazitische Tuffit- und Mergelkalklage mit Inoceramenführung trennt diesen unteren „Lagerstättendazit“ von den oberen, erzfreien Dazit II-Laven.

Der obere erzfreie und kaum brekziierte Dazit II hat nicht die Verbreitung des Dazit I (Lagerstättendazit) erlangt und kann örtlich durch eine Dazit-Tuffit-Andesit Mischserie vertreten werden. Vereinzelt ist er auch nicht effusiv geworden und bildet mächtige Dykes und kleinere Stöcke in den unteren basischen Serien.

Im Bereich des Aksutales tritt diese Dazitserie nur in einem nördlichen Verbreitungsgebiet auf.

In der mittleren Oberkreide fanden tektonische Bewegungen statt, die zu Blockbruchbildung und Verkippungen führten. Dabei wurde im Profilbereich des Aksutales zwischen Kullakkaya (Yavuskemal) und Dereli, und zwischen Kişla und Çayköprü-Yağmurca eine Stufe herausgebildet, die heute die südlichste Begrenzung der Dazitverbreitung im Hinterland von Giresun darstellt. Die Effusionszentren lagen nördlich dieser Stufe und als Zubringerspalten wurden die $30^\circ + 120^\circ$ -streichenden Bruchlinien der zuvor stattgefundenen Verstellungen benutzt. Von hier aus überwalzten die ersten Laven unter Mitnahme kleinerer losgelöster Inoceramenkalkschollen das junggebildete Relief, bis sie an der „Yavuskemal-Aksu-Stufe“ den südlichsten, weitmöglichsten Ausbreitungspunkt erreichten. Weitere Rückschlüsse über das Eruptionszentrum geben auch die Stirnwände der Fließwülste, die in Höhe der Steilstufe SE- und im heutigen Küstenreich NW-Richtung aufweisen. Des weiteren konnten im Süden dieser Linie keinerlei Anzeichen von Gangspalten und Schloten des Dazit I und Dazit II beobachtet werden.

Eine Ausnahme bilden dazitische Tuffe. Sie werden als Folge untermeerischer Verfrachtung über diesen Rand hinausgetragen und können zusammen mit Kalkmergellagen auch in südlicheren Bereichen angetroffen werden.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Dazitgesteine ergab sich, daß es sich ausnahmslos um *albitreichen* Dazit (TRÖGER, 148) handelt.

2.331 Dazit I (Lagerstättendazit)

Beim Dazit I von Dereli-Madenköy liegen in einer mittelfelsitischen Matrix aus Quarz, Plagioklas-Albit und Kalifeldspat bestehend, Phenokristen von Albit-Oligoklas, Quarz und zersetzten Mafiten. Die Matrix ist stark umgewandelt und enthält neben Erzeinstreuungen, Zirkon, Apatit und Serizit sowie Chlorite.

Die Struktur ist hypokristallin, porphyrisch.

2.332 Dazit II

Für einen Dazit II aus dem Straßenaufschluß bei Ezet, an der Giresun-Yavuskemal-Str. ergab sich folgende Zusammensetzung:

Phenokristen von magmatisch korrodiertem Quarz (3–5 mm Korndurchmesser) und von Albit liegen in einer felsitischen Matrix, die von Quarz, Alkalifeldspat (Albit-Orthoklas), Serizit und Zirkon aufgebaut wird. Eine makroskopisch nicht sichtbare Brekziierung ist u. d. M. schwach zu erkennen. Der allgemeine Erhaltungszustand ist frischer als beim Dazit I. Auch fehlt hier opake Substanz, die den Lagerstättendazit immer begleitet, und die Phenokristen sind bedeutend größer als beim Dazit I.

Die Mächtigkeit der Dazitserie ist starken Schwankungen unterworfen und kann von 50–600 m für die untere Abteilung des Dazit I und 50–200 m für den Dazit II einschließlich der zwischengeschalteten Dazittuffe reichen. Im Aksubereich liegt die Höchstmächtigkeit bei 500 m, aus benachbarten Gebieten sind aber auch Gesamtmächtigkeiten von über 750 m bekannt geworden.

Für ihre stratigraphische Einstufung dienen die roten Inoceramenkalke und tuffitischen Kalkmergellagen als Zeitmale. Nach den bisher bekanntgewordenen Faunenbegleitern muß diese Serie in das Senon gestellt werden.

2.34 Die obere basische Serie

Nach einem Hyatus mit Erosionsbildung folgt auf die Dazitserie wieder basischer bis intermediärer Vulkanismus, der über längere Zeiträume anhält und vom oberen Senon bis ins Oligozän/Miozän reicht. Als Zeitmarken für die Einstufung dieser mächtigen Agglomerat-, Tuffit- und Lavaserie dienen die tuffitischen Kalkmergellagen, die einmal diesen Vulkaniten zwischengeschaltet auftreten können, andererseits aber auch in mächtigen Paketen die Vulkanitserie vertreten und dann nur randlich mit ihr verzahnt sind. Diese Kalkmergelserie umfaßt den Zeitablauf vom oberen Senon bis an die Grenze Eozän-Oligozän. Die über den Sedimentpaketen auftretenden jüngsten Agglomerate führen ebenfalls konkordante geringmächtige Kalkeinschaltungen, die aber im Hinterland Giresun-Aksudere steril sind. Aus Anschlußgebieten, besonders in direkter Nachbarschaft von Bulancak und bei Ordu-Ünye wurden aus diesen „plänerartigen“ Kalken Oligozän- und Miozänfaunen bekannt (s. S. 33). Für diesen Abschnitt des magmatischen Geschehens im pontischen Raum trifft also die Zeitbestimmung FRECHS (1910) u. a. zu.

Diese, bis zu 1000 m mächtige Vulkanitserie gleicht in ihrer Ausbildung weitgehend der unteren basischen Serie. Auch hier überwiegen Agglomerate und Tuffablagerungen über die Lavdecken. Eine Unterscheidung und Grenzziehung ist praktisch nur dort gesichert, wo zwischen beiden entweder die Dazitdecken oder Inoceramenkalke auftreten. Fehlen aber beide, so können Agglomeratlagen an der Basis dieser Serie, die neben reichlich vertretenen Eruptivbrekzien, mitgeschleppte mehr oder weniger kantengerundete Dazit- und Inoceramenkalkbrocken enthalten, zur Abgrenzung von der unteren basischen Serie herangezogen werden.

Die wenigen, zwischen den Agglomeraten konkordant eingelagerten Lavadecken zeigen vielfach Pillowbildung und sind oft brekziiert. Bekannt wurden bisher olivinfreier Tholeiit-Basalt, Spilite, Keratophyr und Andesit, wobei die Spilite die größte Verbreitung aufweisen.

2.341 *Diabasspilit*

Bei Ülperköy im Aksutal liegt über senonen Kalkmergeln und an der Basis eines mächtigen Agglomerates eine 30–60 m mächtige Blocklavadecke.

In einer porphyrisch struierten Matrix, die von Plagioklas und Augitmikrolithen aufgebaut wird und stellenweise Intersertalgefüge zeigt, liegen Albit, Augit und Oligoklasphenokristen. Sekundär bildeten sich Serizit, Chlorit, Epidot, Pumpellyit und Zoisit.

Das Gestein entspricht einem Diabasspilit der TRÖGER-Nomanklatur (329).

2.342 *Keratophyrspilit*

Ein äußerlich ähnlich erscheinendes Ergußgestein mit Pillowbildungen liegt zwischen Yomrahisar und Tepeköknarlı inmitten einer Agglomerat-Tuffit-Serie.

Stark zersetzter Plagioklas (Albit-Oligoklas) ist Hauptbauelement des Gesteins. Nur noch wenige Augit- und Plagioklasphenokristen sind erhalten geblieben. Neubildungen von Serizit, Zoisit, Pumpellyit und Epidot beherrschen den Gesteinsinhalt, daneben tritt noch schwächere Silifizierung auf.

Man kann dieses Gestein als stark zersetztes Effusiv, vermutlich *Natron-Keratophyrspilit* (TRÖGER, 220) ansprechen.

2.343 *Andesit von Çiçekliköy zwischen Aksudere und Boğacakdere*

Im Hangenden einer Agglomerat-Tuffitserie, die mit eoänen Nummulitenkalken verzahnt ist, liegt eine vulkanische Brekzie, andesitischer Art.

Die Grundmasse des Gesteins setzt sich aus Plagioklasleisten und Glas zusammen, wobei die Plagioklasleisten Fluidaltextur aufweisen. Als Phenokristen finden sich Plagioklase (Andesin), die stark epidotisiert sind. Kittmittel der einzelnen Brekzienbruchstücke ist neben Feldspat und Glimmer, reichlich Chaledon. Daneben werden auch Mandeln mit Quarz ausgefüllt. Jüngste Bildung sind idiomorphe Pyrite, die hauptsächlich in dem Brekzienkittmittel auftreten.

Das Gestein entspricht der TRÖGERSchen Tabelle Nr. 324, *Andesit*, und zeigt starke Silifizierung, sowie Umwandlungen einer Zeolith-Faziesvergesellschaftung.

2.35 Granitische Intrusiva

Im oberen Alttertiär wird das pontische Gebirge tektonischen Bewegungen unterworfen und zerbricht an alten Bruchlinien abermals in großräumige Blöcke, die dabei gegenseitig verstellt werden. Gleichzeitig dringen mächtige granitische Intrusionen in die bestehende Vulkanit-Sedimentserie ein. Als Zeitmarken für die Einstufung der Granite dienen auch hier die Kontakte an Sedimenteinschaltungen der jüngeren Vulkanitserien.

ZANKL (S. 80) beschreibt Thermokontakthöfe der Granitintrusionen in eoänen Nummulitenkalken. Im Aksutal können Kontaktwirkungen der Intrusivkörper mit Kalkmergellagen der oberen basischen Serie (Hangendschichten über den Inoceramenkalken) beobachtet werden. Bei Bulancak liegt im Küçükküredere in Küstennähe ein kleinerer Quarzdioritstock, der einen Kontakthof in jüngeren Agglomeraten und Tuffitlagen auf-

weist, die eozän-oligozänes Alter haben. Miozän-Kalke zeigten bisher keine kontakt-metamorphen Umwandlungen und liegen vielfach diskordant auf Oligozänablagerungen, die vor Einsetzen der Granitintrusion verkippt wurden. Somit kann für die tektonischen Bewegungen und die Granitintrusion folgender Ablauf angenommen werden:

Bruchtektonik und Schollenkipfung im frühen bis mittleren Oligozän;
Granitintrusion im mittleren bis oberen Oligozän;
Sedimentation mariner Mergelkalke und Tuffitlagen im Miozän.

Das Verbreitungsgebiet der Granitintrusionen fällt etwa mit der heutigen Hochregion des pontischen Gebirges zusammen. Die granitporphyrischen Randzonen und Gänge reichen vereinzelt weit in den Küstenbereich vor und können hier kleinere Stöcke bilden. Die Südflanke der Hauptintrusion ist steil ausgebildet, wogegen die Nordflanke eine flache Abdachung zeigt. Entlang der ostpontischen Scholle läßt sich diese Granitintrusion, wenn auch nicht überall zusammenhängend aufgeschlossen, vom Tauzatepe bei Ünye über die Balaban- und Zigana Berge bis ins Hinterland von Rize-Hopa verfolgen. Sie ist nicht immer einheitlich und erscheint oft auf engerem Raum in verschiedenen Varietäten. Die größte Verbreitung hat aber ein an pegmatitischen Bildungen armer „Hornblende-Granodiorit“ der einen deutlichen Kontakthof zeigt, in dem Erze auftreten können.

Die im Profilbereich des Aksudere auftretenden Granitvarietäten sind:

2.351 Augit-Monzonit und Hornblende-Quarzmonzonit

Bei Yavuskemal wird der 2020 m hohe Caldağ von einem Augitmonzonit mit quarzmonzonitischer Randfazies aufgebaut. Dieser Intrusivstock kann westlich des Kartenblattes bis nach Bektaş verfolgt werden; seine Randfazies bildet Apophysen, die sich aber nicht über größere streichende Erstreckung verfolgen lassen.

Der Hauptstock zeigt grobkörnig, richtungsloses Gemenge von Andesin, Ortoklas, wenig Hornblende und Biotit. Akzessorisch sind Augit, Diopsid und sehr untergeordnet Quarz und großkristalliner Apatit eingestreut. Neubildungen sind Kalzit, Aktinolith, Serizit, Kaolin und etwas Erz. Das Verhältnis Hornblende zu Augit schwankt derart, daß im Kern der Intrusion Augit, an den Randzonen Hornblende überwiegen.

Die Volumenprozentage stimmen mit denen der TRÖGER-Nomenklatur Nr. 259 „Augit-Monzonit“ überein.

Die Rand- und Gangfazies ist mittelkörnig-porphyrisch. In einer felsitischen Grundmasse, die von Plagioklas, Orthoklas, Quarz und Hornblenden aufgebaut wird, liegen intermediäre, zonare Plagioklase und wenig Hornblende, Diopsid und untergeordnet Biotit. Akzessorien sind Apatit und Erz.

Das Gestein entspricht nach seiner Zusammensetzung einem „Quarz-Monzonitporphyr“ gemäß TRÖGER, 265.

2.352 Hornblende-Augitdiorit

Diese Granitvarietät hat nicht die Verbreitung der Monzonite und erscheint im Bereich des Aksuprofiles in drei kleineren Stöcken bei Ören, Kuşluhan und Maden.

Sie ist ein richtungslos, grobkörniges Gestein aus Plagioklas (Andesin-Oligoklas), Augit und Hornblenden. Akzessorisch beteiligt sind noch etwas Quarz, Mikroklin, Erz und Apatit.

Sie entspricht im Volumenverhältnis den Dioriten von TRÖGER, Nr. 308, wobei das reiche Auftreten von Augit und Hornblenden zu der Zusatzbezeichnung „Augit-Hornblende-Diorit“ berechtigt.

2.353 *Quarzdiorit-Hornblendequarzdiorit*

Der Hornblendediorit kann in seinen Randzonen quarzreicher werden und zeigt folgenden Aufbau.

Er ist grobkörnig, richtungslos und besteht aus Plagioklas, Quarz und Hornblenden. Biotit, Apatit und feine Erzpartikelchen sind Akzessorien. Das Verhältnis Plagioklas: Quarz: Hornblenden beträgt 5 : 2 : 2.

Ein isoliertes Vorkommen dieses Gesteins liegt bei Çayköprü, ein anderes bei Ülper im Aksutal. Es entspricht dem Hornblende-Quarzdiorit von TRÖGER, Nr. 131.

2.354 *Aksu-Granodiorit*

Er hat die größte Verbreitung im Hinterland von Giresun und läßt sich durchgehend aufgeschlossen über den Topuklu- und Çakiltepen-Ganodiorit bei Tirebolu, mit dem Harşitgranodiorit (vgl. ZANKL, S. 80) verbinden.

Plagioklas, Quarz und Orthoklas sind Hauptkomponenten des grobkörnig, richtungslosen Gesteins. Des weiteren beteiligen sich am Aufbau in größerem Mengenanteil Hornblenden, untergeordnet auch Biotit sowie vereinzelt Erzpartikelchen. Sekundärbildungen sind Serizit und Chlorit. Das Gestein entspricht der TRÖGER-Nomenklatur, 107, „Hornblende-Granodiorit“.

In ihm können vielfach Natron-aplitische Gänge beobachtet werden, die zum größten Teil aus Albit und Quarz, untergeordnet auch aus Erz, Apatit und Serizit (TRÖGER, 25) bestehen.

Eine Sonderstellung nimmt ein „Epidot-Orthoklas-Pegmatit“ ein, der als Gang in der Dachzone des Granodiorites bei der Einmündung des Haydere in den Aksu beobachtet wurde.

Dieser Gang enthält stark serizitisierten Orthoklas, Epidot und untergeordnet Klinozoisit und Albit.

2.355 *Granodioritporphyr*

Ein Granodioritporphyr bildet die Rand- und Gangfazies der Granodiorite. Seine Gangausbildungen sind an die jungen Störungslinien gebunden und können dort vereinzelt Mächtigkeiten von mehr als 150 m erreichen. Die durchschnittliche Normalgangmächtigkeit liegt bei 15–30 m. Säulige Absonderungen in den Gangzügen und Fritzung der Nebengesteine sind typische Begleiterscheinungen der Granodioritporphyrgänge. Im Gelände bilden sie markante Härtlinge, die von der Erosion in geringerem Maße abgetragen wurden als das Nebengestein und mit ihren oft freistehenden Säulen mittelalterlichen Festungswällen gleichen. Dies ist auch der Anlaß für die oftmals wiederkehrende Bezeichnung „Kale“ (= Burg/Festung) der Bevölkerung für solche Härtlinge und Rippen.

Die Matrix dieser Ganggesteine ist schwach zersetzt und wird aus Alkalifeldspat, Biotit und Quarz gebildet. In dieser felsitischen Grundmasse liegen großkörnige Phenokristen von magmatisch korrodiertem Quarz und zonar aufgebautem Oligoklas. Die Plagioklase zeigen manchmal Albitisierung; des weiteren beteiligt sich am Aufbau Biotit, Sekundärbildungen sind Kalzit, Chlorit und Serizit.

In diesen Ganggesteinen kann akzessorisch *Orthoklas* auftreten, der aber nur in weniger als 50% der Schiffe beobachtet wurde.

Gemäß TRÖGER-Nomenklatur 968 kann dieses Gestein als „Granodioritporphyr“ angesprochen werden.

Gleichen Mineralinhalt zeigt ein Intrusivstock bei Dikmen, der dort den Dikmentepe aufbaut und im Intrusivkontakt mit Dazit I, tuffitischen Kalkmergellagen, Agglomeraten und Laven der oberen basischen Serie steht.

Sein morphologisches Erscheinungsbild gleicht einem Vulkankegel und hat Ähnlichkeit mit dem Lahanostepe bei Tirebolu-Lahanos, dem „Rhyolitkegel“ des Emirtepe bei Ordu und dem Karataş im Hinterland von Bulancak.

Auch hier besteht die grob- bis mittelkristalline Grundmasse aus Feldspäten, Quarz und untergeordnet Biotit. Als Phenokristen treten Plagioklase (zonar gebauter Oligoklasandesin bis Albit), Quarz, etwas Orthoklas und wenig Biotit auf. Augit und Pyrit sind Akzessorien, die Mafite sind randlich opakisiert und der Augit zeigt Tremolitisierung. Neubildungen sind Kalzit, Chlorit und Serizit.

Die Einstufung dieser „Hypabyssischen Rhyodazite bis Rhyolithe“ (TRÖGER, 118) ist im pontischen Gebirge noch umstritten. Ich möchte sie auf Grund beobachteter Kontaktwirkungen (Frittung der oberen basischen Serie bei Dikmen im Aksutal, der Andesite, Antesit- und Dazittuffe bei Lahanos, sowie Intrusivkontakt mit Kalkmergeleinschaltungen in der oberen basischen Serie beim Emirtepe) den Granodioritintrusionen als fraglich „Hypabyssischen Granodiorit“ zuordnen. Die Frage, ob Vor- oder Nachphase der Granit-intrusion, ist noch offen, sicher ist aber, daß diese Bildungen jünger als die Dazite sind.

2.356 Kersantit

Vom Intrusivstock des Hornblendediorites bei Ören geht eine gangförmige Kersantitapophyse aus, die porphyrisch-intersertal struiert ist und als Spätphase eines dioritischen Magmas angesehen werden kann.

Die Matrix aus leistenförmigen Plagioklasen, Biotit, Kalzit und Chlorit, enthält Phenokristen von Plagioklas (Andesin) und zersetzten (kalzitisierten und chloritisierten) Mafiten (Pyroxen und Olivin?). Pyrit ist reichlich eingestreut. Kalzit und Quarz füllen kleine Mandeln aus.

Die von ZANKL (S. 83) beschriebenen jungen Lamprophyrgänge des Harşıttales werden wohl gleicher Zugehörigkeit sein.

2.36 Die jungen Vulkanite

Nach einer kurzen Ruhepause magmatischen Geschehens setzen im oberen Jungtertiär erneut tektonische Bewegungen ein, die zu Bruchneubildung und Verkipfung der Schollen führten und eine tief einschneidende Erosion auslösten. Alkalireichen Magmen wurden neue Aufstiegswege bereitet und es kam zur Ausbildung mächtiger Trachyandesit-Hornblendeandesit-Decken, die pilzförmig auf ihren breiten Zufuhrspalten sitzen. Weitere Bildungen dieses Vulkanismus sind Olivinbasalte, Leuzitthephrite und Quarztrachyt.

2.361 *Andesit*

Im Bereich des Aksuprofiles, besonders südlich Çandırçalis und östlich Homurlu, liegen mächtige Decken von Andesiten.

Sie führen in einer hypokristallin, porphyrischen Grundmasse aus Alkali-Feldspatmikrolithen und Glasbasis Phenokristen von Orthoklas, Oligoklas und Biotit, seltener auch von Hornblenden. Daneben tritt noch opake Substanz, akzessorisch auch Augit auf.

Das Gestein vermittelt zwischen einem Hornblende-Andesit als Ergußäquivalent eines Diorites (TRÖGER, 324) und einem Trachyandesit (TRÖGER, 1003) als Ergußgestein monzonitischer Zusammensetzung.

2.362 *Quarztrachyt*

Im Boğacakdere, NW der Andesitdecke von Candircalis durchbricht ein Quarztrachytgang (TRÖGER, 50) die Vulkanit-Sedimentserien.

In seiner quarzführenden Grundmasse aus Plagioklas und Orthoklas liegen Phenokristen von Quarz, Biotit und Hornblende.

2.363 *Olivin-Basalt*

Die jungen Augit-Olivin-Basalte treten im Hinterland von Giresun gegenüber den Andesiten stark zurück. Hauptsächlich erscheinen sie in Gängen und bilden im Küstenbereich weit ins Meer hinausragende Rippen, die von der Brandung weniger abgetragen wurden als die sie umgebenden Nebengesteine von Agglomeraten und jüngsten Mergelkalken.

In ihrer Matrix aus Plagioklasmikrolithen, chloritisiertem Augit und etwas Glas schwimmen als Phenokristen Labrador, Augit und Olivin. Akzessorisch findet sich reichlich opake Substanz. In Geoden treten Goethit und Chaledon auf.

Kleine Decken desselben Gesteins liegen südlich und östlich von Seldeğirmen, weitere Gänge überall entlang der Küste, ebenso ein mächtiger Basaltgang östlich von Dereli in der Nähe des Koskuntepe.

Die gleichen Gesteine dieser jüngsten vulkanischen Bildungen können auch überall in den westlichen und östlichen Anschlußgebieten beobachtet werden. ZANKL (S. 86) beschreibt sie zusammen mit Leuzittephriten und Olivinleuzititen aus dem Harşıttal, sowie LACROIX (1899) von Trabzon.

Eine genaue Alterseinstufung dieses jüngsten Vulkanismus ist noch schwierig. Er hat sicherlich im oberen Jungtertiär begonnen und kann bis in subrezente Zeit angedauert haben.

LACROIX (1899) nimmt für die Leuzittephrite von Trabzon subrezentes Alter an. Wir konnten einen 10–15 cm mächtigen Basaltgang beobachten, der im Kontakt mit Schottern der ältesten Strandterrasse schwache Fritting verursachte. Der Aufschluß ist leider nicht mehr zugänglich, da beim Ausbau der neuen Küstenstraße zwischen Giresun und Bulancak die Terasse mit dem Gangstutzen abgetragen wurde.

Der Ausklang der vulkanischen Bildungen ist demnach vermutlich ins Quartär zu stellen. Jedoch reichen die bisher gemachten, wenigen Beobachtungen nicht für eine

sichere Zeitbestimmung aus. Daß im Nordosten der Türkei ein gewaltiger rezenter Vulkanismus herrschte, davon zeugen mächtige Lavadecken und Schlote, sowie geschichtlich belegte Berichte. Wie weit von diesem Geschehen auch das pontische Gebirge beeinflußt wurde, ist noch nicht sicher belegbar.

2.4 Der magmatische Zyklus

Im ostpontischen Gebirge lief das magmatische Geschehen zyklisch ab. Dabei können drei Zyklen unterschieden werden:

Im ersten Zyklus, vom unteren Jura bis ins Senon wurden Tholeiitbasalte, Spilite, Natronkeratophyre, Andesite und Dazite gefördert.

Der zweite Zyklus bildet die Wiederholung des ersten mit abermals Tholeiitbasalten, Natronkeratophyren, Spiliten und Andesiten; nur treten an Stelle der Albitdazite hier Albit-reiche Granodiorite. Er umfaßt alle magmatischen Gesteine vom Senon bis ins Alttertiär (Eozän/Oligozän).

Der dritte Zyklus mit Olivinbasalten, Trachyandesiten und Leuzittephriten, untergeordnet auch Quarztrachyten, reicht vom Oligozän/Miozän bis in die heutige Zeit. Er unterscheidet sich chemisch von den beiden ersten, in denen Na-Vormacht herrscht und Olivin vollkommen fehlt.

Die Zufuhr der Laven und Agglomerate erfolgte hauptsächlich aus Spalten; Schlotförderung tritt stark zurück.

Die Abfolge Albit-, Kieselsäure-, Erz-reiche Gesteine kann durch magmatische Differentiation aus einem basaltischen Stamm-Magma erklärt werden, in dessen Restschmelzen Na- und SiO_2 -Vormacht herrscht.

Der Albit ist vorwiegend primärer Bildung; daneben ist Albitisierung (Na-Metasomatose) Na-freier Feldspäte das Ergebnis spätmagmatisch hydrothermal-metasomatischer Veränderungen durch Na- und SiO_2 -reiche Restlösungen. Diese spätere Na-Metasomatose ist dabei an enge Zonen entlang jüngster tektonischer Linien gebunden und zeigt keine großräumige Verbreitung. Innerhalb dieser Zonen kann dann eine „Zeolith-Fazies-Mineralvergesellschaftung“ im Sinne von COOMBS, ELLIS, FYFE und TAYLOR (1959) auftreten, die sich im wesentlichen aus Zeolith, Prehnit, Pumpellyit, Epidot, Chlorit, Albit und Quarz zusammensetzt.

Daß die Spilite, Albit-Andesite und Albit-Dazite „... primary magmatic rocks, that crystallized from basaltic magma, rich in volatile material, probably mainly water ... (AMSTUTZ, 1958, S. 4)“ seien, beschreibt auch SAWARITZKI (1946) von einer vulkanischen Gesteinsserie mit Erzvorkommen aus dem Ural, die ähnlich der des pontischen Gebirges ist.

3. TEKTONIK

3.1 Ältere Ansichten zum Bauplan des pontischen Gebirges

Das nördliche Randgebiet Anatoliens wird in der Literatur vorwiegend als selbständiger Faltengebirgszug („Pontiden“) bezeichnet. Dieser Gebirgszug, oft auch „Pontisches Kettengebirge“ genannt, soll das Bindeglied zwischen der Balkanzone und den transkaukasisch-armenischen Gebirgsketten darstellen.

Noch in den letzten tektonischen Übersichtskarten des ostmediterranen Raumes wird dieses Gebirge als typisches „Faltengebirge“ aufgefaßt: So bei KETIN (1960), der im Pontischen Gebirge ein Faltengebirge sieht, dessen wichtigste Strukturen durch die laramische Phase geprägt seien. PETRASCHECK (1960) dagegen stellt die wesentlichen „Faltungsphasen“ dieses Gebirgszuges zur postlaramisch-pyrenäischen Phase der alpinen Orogenese.

KRAUS (1957) legte ein Profil von Trabzon am Schwarzen Meer bis nach Urfa an der Syrischen Grenze und verbindet, trotz des routengebundenen engen Profilstreifens, den Taurus mit den östlichen „Pontiden“. Nach ihm soll der östlich des Aksu gelegene Teil des Pontischen Gebirges die „Nordflanke des Taurusorogens“ darstellen und damit die Verbindung zwischen dem Taurus und den armenischen-subkaukasischen Randketten bilden.

Auch bei STAUB (1924 und 1928) erscheinen die kleinasiatischen Randketten am Schwarzen Meer als alpidischer Faltengebirgszug. Sein Nordstrang soll sich bei Kutais, am W-Rand des Schwarzen Meeres, in zwei Flügel teilen. Der Nordflügel bilde das „Vorlandgebirge der Krim und des Kaukasus“, der Südflügel die „Alpiden Nordfront“ im kleinasiatischen Küstengebiet; beide umschlossen die im Schwarzen Meer liegende „Pontische Masse“. Die Grenze zwischen „Pontischer Masse“ und „Alpiden Nordfront“ liegt demnach als Bruchzone im Schwarzen Meer, den „Pontiden“ nördlich vorgelagert.

Die vorgenannten Autoren waren sich somit bis auf untergeordnete Detailfragen in einem einig: Das pontische Gebirge stellt seinem Erscheinungsbild nach ein typisches Faltengebirge, seiner Entstehung nach den Nordflügel des alpidischen Orogens dar.

Dagegen rechnete schon OSWALD (1912) das Pontische Gebirge als „Nördliches Bruchschollenland“ nicht mehr den gefalteten anatolischen und armenischen Kettengebirgen zu: „... Ein wesentlicher Unterschied der pontischen gegenüber den anderen Schollen der Randketten besteht darin, daß ihre Schichten nicht vor ihrer Schrägstellung (nach Norden) gefaltet sind. Dies nördliche Küstenland von Armenien und Kleinasien, das sich in Staffelfbrüchen zum Schwarzen Meer absenkt, muß als südlichstes Stück eines alten Tafellandes betrachtet werden, von dem die Dobrudscha, die Krim und der Meskische Horst weitere Überbleibsel darstellen . . .“ (F. OSWALD 1912, S. 26).

Wie die im Bereich des Aksutales und der Nachbargebiete in den letzten Jahren durchgeführten Spezialkartierungen erwiesen, besteht diese Ansicht OSWALDS über den Baustil der Nordanatolischen Randgebiete zurecht. Es ist erstaunlich, daß sich allespäteren Autoren über sie hinweggesetzt haben.

3.2 Der tektonische Bau im Bereich des Aksudere

Der geologische Bau dieses Gebietes zeigt sowohl in der Gesteinsfolge als auch in der tektonischen Überprägung eine klare Zweiteilung in einen kristallinen, vormesozoisch gefalteten Unterbau und einen nachtriassischen, ungefalteten Oberbau.

Hochmetamorphes Kristallin mit deutlicher, intensiver Faltung, bei der 120°-streichende Faltenachsen bevorzugt hervortreten, bildet die Unterlage der mesozoisch-känozoischen Schichtenfolge des Pontischen Gebirges. Wenn auch eine exakte Alterseinstufung dieser kristallinen Schiefer, Gneise, Phyllite und Granite im Bereich des Aksuprofiles nicht möglich ist, so kann doch aus Analogieschlüssen zu benachbarten Gebieten allgemein paläozoisches Alter, nach BLUMENTHAL (1950) und KETIN (1960) variszisches Alter, der wichtigsten Überprägungsakte angenommen werden.

Dieser kristalline Untergrund wurde in der folgenden Zeit zu einer Peneplain eingeebnet, die dann der Lias mit marinen Bildungen transgressiv überdeckt. Das Liastransgressionskonglomerat bildet einen entscheidenden stratigraphischen und tektonischen Bezugshorizont.

Der variszisch gefaltete Sockel zerbrach in der altkimmerischen Phase (als mediotypes Endglied der alpinotyp charakterisierten variszischen Faltung STILLES (1954)) und entlang der Bruchspalten drangen die jurassischen Basisvulkanite auf, die mit Liassedimenten verzahnt sind, bzw. diese überlagern.

Diese erste Phase der Bruchtektonik weist im Gegensatz zu den nachfolgenden noch keine größeren Versetzungsbeträge auf. In ihrer ersten Anlage stellt sie nur die Einleitung der germanotypen Bruchtektonik dieses Gebietes dar, die den gesamten Bereich des pontischen Gebirges beherrscht und bis in die heutige Zeit mit wechselnder Intensität angehalten hat.

Die Bewegungen in diesem Meeresraum müssen sich bis zum Malm wieder so weit beruhigt haben, daß es zur Entwicklung der z. T. 400 m mächtigen Malmmassenkalke und Malm- U. Kreideriffe kommen konnte. Gleichzeitig hält jedoch die vulkanische Aktivität in diesem Raum weiter an. Mit dem Auftreten der Malmmassenkalke und deren faziellen Kalk-Mergelvertretern beginnt die sogenannte „Untere basische Serie“, die gebietsweise bis zu 1000 m Mächtigkeit erreichen und dann sowohl die Malmkalke als auch die Kreidesedimente vollständig vertreten kann.

Dabei ist die allgemeine Tendenz zu beobachten, daß die vulkanische Tätigkeit im Nordteil des betrachteten Raumes vorherrscht und auch hier ihre größten Mächtigkeiten erlangt. Wenn auch den Vulkaniten im Nordteil des pontischen Gebirges Sedimentlagen zwischengeschaltet sind, so erreichen sie doch nicht die Mächtigkeit und Verbreitung der Sedimentpakete im Südteil des Gebirges. Aber schon im Senon und in noch stärkerem Ausmaße im Tertiär haben auch am Nordrand des Gebirges die Sedimenteinschlaltungen größere Verbreitung und Mächtigkeiten erlangt. Ihre immer wiederkehrende Einschaltung in Vulkanitserien beweist, daß es sich bei allen Serien um submarinen Vulkanismus handelt.

Der erste im Malm einsetzende vulkanische Zyklus wird von einer Dazitserie abgeschlossen, die, durch zahlreiche Aufschlüsse nachweisbar, ein senones Alter hat und bereits ein älteres Relief ausfüllt. Dies weist darauf hin, daß während der ganzen Zeitspanne von Malm bis Senon die tektonischen Schollenbewegungen fortgedauert haben.

In gleicher Weise zeigt sich auch in der Abfolge der „Oberen basischen Serie“, vom Senon bis ins Eozän, die Abhängigkeit der vulkanischen Förderung von der Fortdauer der Bruchtektonik. Stets ist die Lavenförderung an das Aufreißen weithinziehender Bruchlinien gebunden.

Ein neues Strukturelement bildet nach dem Abschluß der oberen basischen Serie die Intrusion der Granodiorite.

Die Intrusionskörper zeichnen zweifelsohne die Hebungsachsen des gesamten Bruchschollengebietes nach. Die allgemeine Tendenz der Kippung dieses Krustenteiles nach Norden mit untergeordneter Aufgliederung in Einzelschollen, wird dadurch noch verstärkt.

Während die eozänen Nummulitenkalke vom Granit örtlich kontaktmetamorph beeinflusst sind, weist das nachfolgende Oligozän nur noch Verkippungen ohne jegliche metamorphe Veränderung auf. Damit ist die Altersstellung der Granitintrusion festzulegen.

Die diskordante Überlagerung von Miozän auf Oligozän zeigt, daß auch nach der Granitintrusion die Schollentektonik anhielt.

Der jüngste vulkanische Zyklus tritt nicht mehr in großer horizontaler Verbreitung auf, sondern ist nur noch an die persistenten Bruchlinien gebunden. In Form von einzelnen

schmalen Gängchen durchschlagen jüngste Olivinbasalte sogar noch subrezente Terrassenbildungen bei Bulancak an der Küstenstraße.

Die zyklische Abfolge, nämlich Bruchbildung, Förderung vulkanischen Materials entlang der Bruchlinien, marine Sedimentation und erneute Bruchbildung, hat vom Lias bis ins Pleistozän bzw. in subrezente Zeit das Ostpontische Gebirge beherrscht.

Bei der kurzen Beschreibung des kristallinen Unterbaus wurde das Vorherrschen der 120° -Richtung in den alten Faltenstrukturen des Sockels betont. Es ist auffallend, mit welcher Konstanz sich die Bruchbildung des Oberbaues an diese einmal vorgezeichnete 120° -Richtung hält. Sämtliche großen Bruchstrukturen folgen ihr.

Etwa ab Senon tritt zu dieser Hauptrichtung noch eine zweite mit 150° -Streichen. Der Streuungsbereich dieser beiden Hauptrichtungen geht nicht über $\pm 10^\circ$ hinaus. Als Begrenzungslinien der einzelnen Schollen erscheinen zwei weitere Richtungen, die mit 30° und 60° -Streichrichtung die Senkrechten zu den Hauptrichtungen bilden.

Die beiden Störungssysteme treten als ausgeprägte Maxima in jedem Diagramm hervor. Es handelt sich um zwei einander zuordenbare Störungssysteme, die eine typische Zerrungstektonik repräsentieren. Auffallend ist der geringe Streubereich der Hauptrichtungen; nur in den ihnen zuordenbaren Senkrechten tritt größere Streuung auf, die eine scheinbare 50° -Richtung vortäuscht (s. Abb. 2).

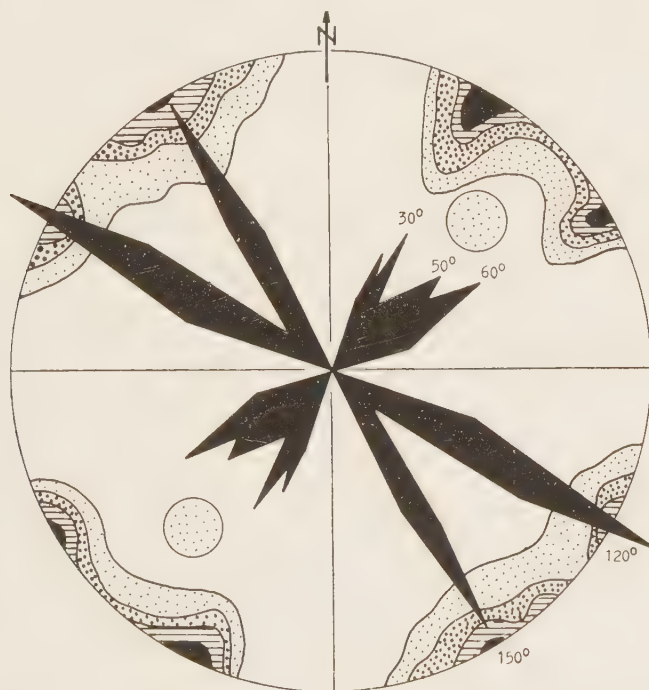


Abb. 2. Die Hauptstörungsrichtungen des Aksutalbereiches, GİRESUN¹
500 Messungen. $> 1 > 5 > 10 > 15 \%$

Der Ablauf der Bruchbildung vollzog sich offenbar in der Form, daß zunächst entlang der Hauptrichtungen (120° bzw. 150°) ein treppenartiger Abbruch nach Norden erfolgte. Dann lösten Querbrüche Zerbrechung der Längsstufen in Einzelschollen und Verkipungen aus.

¹ Diagramm gezeichnet nach: „Stereographisch-flächentreuer Polprojektion“.

Diese Vorgänge haben sich vom Lias bis in die heutige Zeit mehrfach wiederholt, so daß die Bruchbildung zur Isolierung immer kleinerer Bereiche führte. Die Auflösung des Gesteinspaketes in ein Mosaik von Einzelschollen war mit einer ständigen Senkungstendenz der jeweils nördlich liegenden Bereiche verbunden. Darauf ist die oft in Einzelphasen erkennbare, überwiegend nordwärts gerichtete Schollenverkipfung zurückzuführen.

Die vertikalen Versetzungsbeträge können bei den Großschollen 200–300 m erreichen und gehen in den Kleinschollen auf wenige Zehnermeter zurück; kleinste Bereiche weisen noch Versetzungsbeträge von einigen dm bis zu 2 m auf.

Neben der allgemeinen Tendenz einer nordwärts gerichteten Absenkung treten häufig auch resistente Querstrukturen hervor, wodurch das Schollenmosaik noch in querstreichende Horste und Gräben aufgelöst wird.

Die Schollenbewegungen sind offensichtlich bis heute noch nicht zur Ruhe gekommen, was zu nachweisbaren rezenten Versetzungsbeträgen führt. So konnte ich an einer 120°-streichenden und weithinziehenden Hauptstörung im Stadtbereich von Tirebolu eine Absenkung messen, die zwischen 1958 und 1960 2 bis 2,5 cm betrug. Eine über der Störung erbaute Cami (Moschee) stürzte deshalb nach 20-jährigem Bestehen im Jahre 1959 ein. Die 120°-streichende „Längsstufe“ ist durch senkrecht zu ihr verlaufende Querstörungen in mehrere Einzelschollen zerlegt, die verschiedene Absenkungs- und Verkipfungsbeträge aufweisen. Zwei über einer dieser Querstörungen erbaute Häuser zeigen am Dachfirst 30 bis 50 cm auseinanderklaffende Risse. Der auf der NW-Scholle stehende Hausteil hat sich gegenüber dem SE-Teil bis zu 15 cm gesenkt! Schwächere Absenkungen lassen sich in mehreren Fällen beobachten.

3.3 Zur Frage der „Flyschbildungen“

BLUMENTHAL (1950), ERGUVANLI (1950) und EGERAN & LAHN (1951) u. a. haben die im betrachteten Gebiet verbreiteten jurassischen bis tertiären Kalk- und Mergelserien wiederholt als Flyschbildungen bezeichnet. Im Hinblick auf die oben geschilderte tektonische Geschichte dieses Gebietes erscheint es notwendig, diese nomenklatorische Frage zu diskutieren.

Nach KRAUS (1941), ZEIL (1960) u. a. ist „*Flysch*“ sowohl nach den lithologischen als auch paläogeographischen Merkmalen eine „*synorogene Sedimentbildung*“, gebunden an die unmittelbare Vortiefe eines Orogens. Als Merkmal gehört hierzu die vorherrschend eintönige, feinklastische Serie, wesentlich pelitischer und untergeordnet psammitischer und psephitischer Fazies. Des weiteren allgemeine Fossilarmut bis Fossilleere und das Fehlen von Vulkanismus, sowie die im Streichen durchhaltend große Mächtigkeit der Ausbildung.

Dagegen sind die hier bisher fälschlich als „Flysch“ bezeichneten Serien durch geringere Mächtigkeit, Einschaltung in mächtige Vulkanitserien und Auftreten reicher Faunenvergesellschaftung bestimmt. Massenkalken, auf älteren geologischen Karten als „Flysch“ bezeichnet, scheiden von vornherein als „Flyschbildungen“ aus. Die Kalkmergelserien des pontischen Gebirges sind ebenfalls keine Flyschbildungen, da sie weder mächtige monotone Serien detritischen Charakters mit Zyklen verschiedener Größenordnung und Rhythmen wechselnden Ausmaßes bilden, noch Fossilarmut und Einschwemmung von Fremdmaterial in orogen bedingte Tröge zeigen.

Wenn auch ihr äußeres Erscheinungsbild an manchen Stellen eine „Flyschfazies“ vortäuschen kann, so stellt sich doch bei näherer Betrachtung heraus, daß der „rhythmische“

Aufbau eines solchen Paketes bestimmt wird, durch Wechsellagerung von bankig-plattigen, fossilführenden Kalkmergellagen mit Tuffiteinschaltungen und dünnmächtigen, basaltischen und andesitischen Laven. Psammitisches Material tritt an der Basis eines neuen Sedimentpaketes auf, das einem verkippten diskordant auflagert. Eine einem Orogen zugehörige Faltung kann nirgends beobachtet werden.

Auftretende „Kleinfältelung“ in Kalkmergelserien, die neben anderem Hauptursache war, diese Kalkmergelserien als „Flyschbildungen“ zu bezeichnen, sind auf subaquatische Rutschungen und Gleitfältelungen zurückzuführen. Solche Vorgänge haben nach der Bruchbildung und Verkipfung plastisch verformbarer Sedimente stattgefunden. Diskordant über den verschleppten, folgen wieder unverknetete Pakete.

Die Entwicklung der Jura-, Kreide- und Tertiärserien weist darauf hin, daß es sich im engeren Pontischen Gebirge nicht um „synorogene Bildung“ im Sinne von „Flysch“ handelt. Vielmehr sind diese Sedimente Bildungen eines verhältnismäßig flachen Meeresraumes mit vulkanischer Unruhe, der bestenfalls das nördliche, germanotyp zerbrochene Vorland der südlich der Kelkit-Coruh-Linie liegenden „Anatoliden“ darstellt.

Echte Flyschbildungen lassen sich im Hinterland von Samsun, im Profil entlang der Paßstraße Samsun-Havza-Amasya beobachten. Dieser Gebirgstheil rechnet jedoch nur geographisch und nicht geotektonisch zum Pontischen Gebirge. Er ist angefaltete Vortiefe der „Anatoliden-Hauptkette“.

3.4 Die tektogenetische Stellung des Aksudere-Bereiches

Wenn nach KETIN (1960) eine laramische bzw. nach PETRASCHECK (1960) eine pyrenäische Faltungsphase vorgelegen hätte, so müßten auf jeden Fall prätertiäre Sedimente, besonders die tuffitischen Kalkmergel-Serien, in eine Faltung einbezogen sein. Jedoch zeigen weder die am Nordrand untergeordnet, noch die am Südrand übergeordnet auftretenden Sedimentlagen auch nur die geringste Faltung.

Das *Pontische Gebirge* ist also, wie auch schon OSWALD (1912) berichtete, *kein Faltengebirge, sondern ein reines Bruchschollenland*, dem sowohl die Anzeichen einer Geosynklinale als auch die eines Orogens fehlen. Die tuffitischen Kalkmergelserien sind Sedimentbildungen eines unruhigen, ständig bewegten Meeresraumes, die in Wechsellagerung mit mächtigen Vulkanitserien auftreten bzw. mit diesen randlich verzahnt sind. Sie sind aber *keine „synorogenen Sedimente“ einer Vortiefe* des alpidischen Orogens, die in einer Spätphase der Gebirgsbildung zusammengeschoben und den Stammfalten angegliedert wurden.

Das Auftreten der Lias-Transgressionskonglomerate auf dem zur Peneplain eingeebneten kristallinen Untergrund deutet auf die Auswirkung der kimmerischen Gebirgsbildung von „minderalpinotyper bis mediotyper Art“.

„... Als minderalpinotyp sind u. a. solche Fälle zu registrieren, die als Einzelbilder betrachtet vielleicht als mediotyp oder gar als germanotyp anzusprechen wären, die aber beim „alpinotypen“ Zyklus deswegen zu belassen sind, weil sie das Endglied eines solchen bedeuten.“

Ein treffendes Beispiel ist gegeben in der altkimmerischen Faltung der Dobrudscha, die die vorangegangene und durch Lagerungsformen, Metamorphosen und granitischen Intrusionen als im vollen Maße alpinotyp charakterisierte variszische Faltung verschwächt wiederholt und zum Abschluß gebracht hat, wobei im Gegensatz zu der vorangegangenen variszischen Faltung die plutonischen Erscheinungen fehlten . . .“ (STILLE 1954, S. 10).

Ein hervorstechender Zug der kimmerischen Faltung ist ihr enges Gebundensein an die geosynkline Randzonen, speziell der Norderde. Sie äußert sich überwiegend im saxo-

nischen Vorland der Tethis nur in germanotypen bis synorogenen Formen und ist dabei im engeren Tethisbereich schwächer ausgebildet als im Vorland. Die folgende austrische Phase dagegen hat ihren Schwerpunkt im Tethisbereich und das Vorland bleibt tektonisch unberührt.

Die Bruchbildung im Pontischen Gebirge wurde also durch die kimmerische Phase STILLES (1954) eingeleitet und hielt über die gesamte alpidische Ära bis ins Holozän an. Während die Geosynklinalräume gefaltet und ihre Vortiefen den Stammfalten in späteren Phasen angefaltet wurden, herrschte im Vorland eine ständige Zerrungstektonik mit alternierendem, starkem Vulkanismus. („Verlängerter“ Initialer Magmatismus nach STILLE, 1950.)

III. LAGERSTÄTTENKUNDLICHER TEIL

1. DIE ERSCHEINUNGSFORMEN DER VERERZUNG

Aus dem Pontischen Gebirge sind bisher auf Grund ihrer genetischen Zuordnung zwei Haupterzgruppen bekannt geworden, die hinsichtlich ihrer Erzparagenese bzw. der Art ihres Vorkommens in Untergruppen unterschieden werden können.

1.1 Hydrothermale Erzvorkommen

Die erste Hauptgruppe ist an den senonen Dazitvulkanismus gebunden und wird auf Grund des Auftretens der einzelnen Vererzungsformen unterschieden in:

1.11 Gangförmige Erzvorkommen

Gang- und Spaltenvererzungen bilden ein häufiges Erscheinungsbild im pontischen Gebirge. Sie haben in den wenigsten Fällen eine wirtschaftliche Bedeutung erlangt und gaben nur selten Anlaß zu ausgedehnter Bergbautätigkeit.

Ihre Hauptverbreitung ist an das Auftreten der Dazit-I-Decke gebunden, jedoch können sie auch in den liegenden Serien, besonders den darin eingeschalteten Massenkalken beobachtet werden, wo sie sich an begünstigten Stellen zu metasomatischen Verdrängungskörpern ausweiten konnten. Die hier angesetzten Aufschluß- und Abbauarbeiten durch die englisch-russische „Kaukasus-Copper-Corp.“ kamen in den Kriegswirren des ersten Weltkrieges zum Erliegen und wurden auch bis heute nicht wieder aufgenommen.

1.12 Brekzienerze und Imprägnationen

Aus Gang- und Spaltenvererzungen können sich in silifizierten und kaolinisierten Dazitbrekzien „Erzbrekzienkörper“ entwickeln, die von Zonen reicher oder schwächerer Erzimprägnation des Nebengesteins begleitet werden. Die Form der Erzkörper steht in Abhängigkeit zur Ausbildung der Dazitbrekzie. Vererzte brekziierte Lavaoberflächen

überwiegen dabei die vererzten Sackungsbrekzien in Schloten. Der Erzmineralinhalt dieser Körper wird von Pyrit-Kupferkies-Zinkblende-Bleiglanz in abnehmender Reihenfolge aufgebaut. Häufiger Begleiter ist Eisenjaspilit.

1.13 Lagerförmige Erzkörper

Im Hangenden der vererzten Dazitbrekzien konnten sich bei günstigen Bedingungen massige Derberzkörper bilden. Sie weisen eine scharfe Hangendgrenze zu den sie überdeckenden Tuffit- und Kalkmergellagen auf; ihre Liegendgrenze dagegen ist unscharf und bildet ein altes Dazitrelief ab. Der Erzinhalt dieser lagerförmigen Derberzkörper wird vorwiegend von Sulfiden aufgebaut, die je nach Vorkommen große Ähnlichkeit mit den japanischen Schwarz ('Kuroko'-), Gelb ('Oko'-) und Kieseligen ('Keikot'-) Erzen aufweisen. Übergänge von einem zum anderen Typ sind häufig, wobei im Zentrum der gemischten Vorkommen die Schwarzerze überwiegen und an den Randzonen kieselige Erze zu einer mehr oder weniger starken Erzimprägung des „Lagerstättendazit“ überleiten.

1.2 Skarnerzvorkommen

Die zweite Haupterzgruppe ist an die Kontakthöfe der posteoänen Granitintrusion gebunden und liegt vorwiegend in den unteren Abteilungen des pontischen Gebirges. Eine Unterteilung erfolgt hinsichtlich der angetroffenen Erzparagenesen in Oxydische Eisenerzvorkommen mit geringer Sulfidbeteiligung und Sulfidvorkommen mit schwacher Oxydbeteiligung.

Auch sie erlangte keine wirtschaftliche Bedeutung im betrachteten Raum des Aksutales und hat nur genetisches Interesse.

2. DIE ERZVORKOMMEN DES AKSUTALES

Allgemein herrscht im Profilbereich des Aksudere Erzarmut und nicht ein Vorkommen erlangte die Bedeutung, wie sie größeren Lagerstätten aus dem Hinterland von Tirebolu, Trabzon, Rize und Hopa-Murgul zukommt. Bei der Beschreibung der Vererzungsformen im hier betrachteten Raum muß auf Beobachtungen eingegangen werden, die ich bei Kartierungs- und Explorationsarbeiten in den östlichen Anschlußgebieten machte, wenn dies zur besseren Erläuterung notwendig erscheint.

2.1 Magmatisch-hydrothermale Erzkörper

2.11 Gang- und Spaltenvererzung bei Sayça im Batlamaçay

In brekziösem, silifiziertem Lagerstättendazit bei Sayça treten vorwiegend spaltenförmige, sich selten zu „Gängen“ ausweitende Sulfidvererzungen auf. Die größte beobachtete Gangmächtigkeit beträgt 7 cm und geht ohne ausgeprägtes Salband in eine Erzimprägung des Dazit I über. Als Erzparagenese und Altersfolge ergab sich:

Pyrit, Quarz, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Fahlerz, Markasit.

Die Zinkblende zeigt schöne Kupferkiesentmischungen, der Kupferkies ist vielfach in Kupferglanz umgewandelt. An Spaltrissen tritt als jüngste Bildung reichlich Covellin auf. Karbonspätige Gangart ist Träger von Malachit- und Azuritausbildungen.

Der Bleiglanz ist in den salbandähnlichen Randzonen des Ganges fast ausschließlich in Cerussit umgewandelt, wobei der PbS-Kern erhalten blieb. Das gering auftretende, silberreiche CuSb-Fahlerz kommt stets zusammen mit Bleiglanz vor und zeigt nur spärliche Innenreflexe.

Die Randzonen, dieses nur wenige Meter streichende Länge und Tiefenerstreckung erreichenden Ganges enthalten noch sehr untergeordnet Siderit und Manganspat.

In den von diesem Gang sich auftrümernden Spaltenvererzungen überwiegen Kupferkies und oxydische Kupfererze den obigen Mineralbestand. Bleiglanz fehlt vollständig und Zinkblende tritt weit gegen den Kupferanteil zurück. Das Nebengestein ist mit einer sich von den Spalten aus immer mehr verlierenden Pyritimprägation durchsetzt, bis nach 5–10 m vom Hauptgangtrum entfernt überhaupt keine Anzeichen einer Vererzung mehr zu beobachten sind.

Das Gangvorkommen von Sayca ist das einzige beobachtete Auftreten einer Gangvererzung im Bereich des Aksuprofiles.

Im Hinterland von TRABZON-Vakfikebir erlangten aber Gangvererzungen im Mittelalter und vor dem ersten Weltkrieg große Bedeutung. In den Vorkommen Fol-maden und Alacadağ-maden liegt eine etwa 300 m mächtige Gangzone vor, die westlich von Fol-maden durch eine Störung in einen Nord- und einen Südzug getrennt ist. Innerhalb dieser Gangzone treten 4 bis 5 Einzelgänge auf, die sich über 14 km streichende Länge verfolgen lassen. Das Gangstreichen schwankt zwischen 110° und 125° bei steilem Nord bis seigerem Einfallen. Jüngere tektonische Bewegungen führten zur Mobilisierung der Primärgangerze und zum Absatz der mobilisierten Lösungen in den neugebildeten 150°-streichenden Störungsklüften.

Lag der durch Analysen ermittelte Erzinhalt der Primärgänge bei 15 % Cu, 15 % Zn und 15 % Pb, so ergab eine Untersuchung für die mobilisierte Spaltenvererzung in den 150°-Störungsbereichen 30 % Cu, 4,5 % Zn und Pb-Spurengehalte. Die alten Erzgänge sind nur im Lagerstättendazit zu beobachten, die sekundären Spaltenvererzungen können aber über diesen hinaus bis in die Tuffit-Mergelkalke hineinragen.

Der „*Cibaderesi-Hauptgang*“ ist der südlichste Hauptgang in der Gangzone des Alacadağs. Dieser Gang wurde durch die tiefeinschneidende Erosionstätigkeit des Cibaderesi in seiner gesamten Tiefenerstreckung von maximal 225 m freigelegt. Er ist stark absätzig, kann in seiner Mächtigkeit von 10 cm auf 125 cm anwachsen und steht im Lagerstättendazit, dessen Gesamtmächtigkeit hier 300 m beträgt.

In den unter dem Dazit liegenden Tuffit- und Agglomeratlagen (untere basische Serie und tuffitische Kalkmergellagen) ist die Fortführung des Ganges in Form einer stärkeren Silifizierung und intensiver Pyritimprägation zu erkennen. Als „Gang“ ist er jedoch erst in den ersten Zehnermetern des Lagerstättendazites zu bezeichnen. Auch im Hangenden dieses Dazites verliert er sich schon weit vor Erreichen der Hangendtuffe in eine bald abschwächende Imprägnationsvererzung.

Daß zwischen der Erzzufuhr und der Sedimentation der Hangendtuffe tektonische Bewegungen stattgefunden haben, zeigt die vertikale Versetzung einer eingeschalteten Dazit-Tuffitlage in diesem Aufschluß. Im Hangenden dieser durch den Gang ausgefüllten 120°-streichenden Störung liegen die Hangendtuffe konkordant dem Dazitrelief auf, wurden also nicht in die Versetzung einbezogen, die die untere Tuffitlage absenkte. Die Erzimprägnationen reichen bis an die Hangendtuffe, wobei noch eine schwächere Pyritführung in deren tiefsten Lagen beobachtet werden kann, die geringe Gleitverfäلتelung aufweisen.

2.12 Brekzien- und Imprägnationsvererzungen

Echte Brekzienerzkörper wurden aus dem Bereich des Aksutales nicht bekannt. Es konnten aber bei Kiran im Batlamaçay, wie auch bei Ülperköy im Aksudere und in der Nachbarschaft von Madenköy Imprägnationsvererzungen beobachtet werden, die Übergänge zu einer schwachen Brekzienvererzung aufweisen. Den Ausgang nehmen diese Imprägnationen von fingerstarken, netzartig verzweigten Spaltenvererzungen. Haupterz

ist Pyrit, untergeordnet tritt auch noch lokal Zinkblende und Kupferkies auf. Bleiglanz fehlt meistens. Rein äußerlich erinnern diese Imprägnationsvererzungen an „disseminated copper ores“. Sie lassen sich schon von weitem durch ihre bräunliche Verfärbung (Limonit) erkennen, und Kupferausblühungen täuschen reiche Erzgehalte vor, die über den zu erwartenden Mindestgehalten liegen.

U. d. M. erkennt man kalzitisierte und serizitisierte Plagioklasphenokristen, die neben Quarzbruchstücken in einer silifizierten, felsitischen Matrix liegen. Darin eingestreut ist idiomorpher Pyrit und äußerst selten Kupferkies.

Der Haupterzgehalt ist mit Pyrit und Kupferkies an quarzgefüllte feinste Haarrisse gebunden, wobei der Kupferkies oft pseudomorph nach Pyrit ausgebildet ist. Entlang von Korngrenzen verdrängt Covellin den Kupferkies sehr unregelmäßig, Zinkblende enthält Kupferkiesentmischungen und weist starke Innenreflexe auf.

Größere Brekzienkomponenten werden von eisenhaltigem Quarz verkittet, der stellenweise in einem tiefroten Netzwerk die grauweißen Dazitkomponenten umschließt.

Die im Bereich des Aksuprofiles in mehreren Epochen angesetzten Schurf- und Aufschlußarbeiten auf die Imprägnationsvorkommen, kamen immer wegen der geringen Metallgehalte zum Erliegen.

Die bisher bekannten größten Vorkommen dieser Vererzungsform im Hinterland von Tirebolu liegen beim Dorf *Israil*, wo von Genuesern und vor dem ersten Weltkrieg von Engländern Schlotsackungsbrekzien mit höheren Erzgehalten abgebaut wurden. 100 000 t Kupferschlacke mit Cu-Gehalten bis zu 1,5 % zeugen noch heute davon.

Abgebaut wurden mehrere steil nach SE einfallende Erzkörper, die in einer 50°-streichenden Linie hintereinander aufgereiht erscheinen. Der Haupterzkörper bildete mit seinen heute abgebauten Erzreserven eine sich nach unten immer mehr verjüngende und nach etwa 150 m Tiefenerstreckung austaubende Sackungsbrekzien-Derbvererzung eines Schlot. Die größte Erzmächtigkeit dieses Körpers zeichnet sich noch heute in einer ellipsenförmigen Einbruchspinge von 30 × 50 m ab.

Im östlichsten Teil des Pontischen Gebirges, dicht an der Türkisch-Russischen Grenze liegt der zweitgrößte Kupferlieferant der Türkei, die Lagerstätte *Murgul*.

Nach SCHNEIDERHÖHN (1955) ist sie Typvertreter für: „Mesothermale verquarzte Subvulkangesteine mit Kupferkies und Pyrit (Typ Murgul)“. Die Erzzufuhr soll nach der Bildung des „Roten Dazit von Murgul“ (Dazit II) stattgefunden haben, wobei die Lösungen an einer kaolinisierten Zwischenschicht zwischen Dazit I und Dazit II gestaut sein sollen.

Die jüngsten Untersuchungen zeigen aber, daß bei der Bildung der mächtigen Dazit II-Decke das Erzlager Murgul mit lagerförmigen Derberzlagen unter unvererzten Tuffitlagen schon bestanden haben muß (MAUCHER, 1960). Der Haupterzkörper Murgul ist mit seinen neuentdeckten, eng benachbarten Erzvorkommen der Typvertreter für dazitgebundene Brekzienvererzungen alter Lavaoberflächen und zeigt Übergänge zu lagerförmigen Derberzkörpern. Die Erzzufuhr ist mit der Sedimentation der Dazittuffe verknüpft, mit denen das Erz stellenweise durch Gleittrutzungen synsedimentär verfaltet ist.

2.13 Lagerförmige Erzkörper im Hangenden des Dazit I

Aus Imprägnations- und Brekzienvererzungen können sich an einzelnen Stellen lagerförmige Derberzkörper entwickeln, die scharfe Hangendgrenzen zu den überdeckenden Tuffit-Mergelkalklagen und unscharfe, einem alten Dazitrelief nachgebildete Liegendgrenzen aufweisen. Ihr Erzinhalt variiert stark und kann lokal aus überwiegend Pyrit mit Kupferkies, etwas Zinkblende und spurenhaltig Bleiglanz bestehen. An anderer Stelle überwiegen Zinkblende und Bleiglanz mit starkem Übergewicht Kupferkies und Pyrit. Übergänge zwischen beiden Ausbildungstypen sind üblich und können oft in einem Vorkommen beobachtet werden.

Den Haupt- und Typenvertreter einer lagerförmigen Vererzung im pontischen Gebirge stellt die Lagerstätte „Lahanos-Maden“ im Hinterland von Tirebolu dar.

POLLAK (1960), der das Bohrprogramm auf der Lagerstätte Lahanos-Maden von 1958–1960 leitete, will in diesem Erzkörper hydrothermale Bildung durch Stau der Lösungen an einem schon diagenetisch verfestigten, kaolinreichen Hangendpaket (Dazitische Tuffe und Kalkmergellagen) sehen.

MAUCHER (1960) erhob ertsmalig Bedenken gegen diese Deutung:

„... so sprechen vor allem die Tatsachen, daß die Grenze Erz-Tuffit immer schichtparallel verläuft, daß es dabei nicht zu irgendwelchen Verdrängungen oder Veränderungen an den Tuffiten kam und auch die reichlich vorhandenen, karbonatischen Fossilreste unzerstört erhalten geblieben sind, gegen die Einwirkung hydrothermalen Lösungen an dieser Grenze. Außerdem zeigen die Erze des Grenzlagers häufig ausgesprochene schichtparallele Bänderung mit deutlich ausgebildeten Kolloidalstrukturen und den typischen Erscheinungen ehemaliger gemischter Sulfidgale. Dabei kommt es zu Schrumpfungs- und Sackungserscheinungen, die sich innerhalb eines Stauhorizontes schwer erklären lassen“ (MAUCHER, 1960, S. 500).

Auf Grund der für diese „Grenzläger“ typischen Erscheinungsbilder:

- „1. Lagerförmige Gebundenheit zwischen hangenden Tuffen und liegendem „Lagerstättendazit“;
2. Schichtparallele scharfe Hangendgrenze zu den Sedimenten und unscharfe, reliefbedingte Liegendgrenze im Dazit;
3. Fehlende Verdrängungserscheinungen an den Tuffiten und den darin enthaltenen Karbonaten; sowie die
4. typische Ausbildung in Bänderzen mit Kolloidalstrukturen im Groß- und Kleinbereich;“

nimmt er *exhalativ-hydrothermale Bildung* aus gemischten Sulfidgelen am Meeresboden und ihre Einlagerung in ein submarines Relief an. Nach ihm müssen noch verformbare, wenig verfestigte und gleitfähige Tuffit-Erzschlämme vorgelegen haben, da es an einzelnen Stellen, so z. B. am Berg Keltaş im Hinterland von Tirebolu und in Murgul, zu Verknetungen und Vermischungen beider kam.

„Somit kann die Grenze Erz/Tuffit kein „Stauhorizont“ im festen Gestein, sondern nur eine sedimentäre Schichtgrenze einer marinen Schichtenfolge sein“ (MAUCHER, 1960, S. 502).

Den Typ eines Grenzlagers im obigen Sinne verkörpert im Aksutal das Vorkommen von Maden Köy, im Osten von Yavuskemal.

Pingen, Stollenmundlöcher und Schlackenhalde, sowie eine befestigte „Wehrkirche“ der Genueser und der späteren Griechen zeugen von alter Bergbautätigkeit. Von der ehemals vorhandenen tuffitisch-kalkmergeligen Deckschicht sind nur noch geringe Reste erhalten; die Masse fiel der Erosion anheim, ein weiterer Teil wurde von den alten Bergleuten abgetragen. Der abgebaute Erzkörper hatte ellipsenförmigen Umfang bei muldenförmigem Querschnitt. Die noch vorhandenen Tuffreste zeigen keinerlei Vererzung bzw. Einwirkungen hydrothermalen Lösungen. Die Liegendgrenze ist in ein starkes Relief eingelagert und geht in eine schnell abschwächende Imprägnation über. Haupterz ist in abnehmender Reihenfolge Pyrit-Kupferkies-Zinkblende-Bleiglanz mit Baryt als Gangart.

Zu den oben aufgeführten Erzen treten noch Kupferglanz, Fahlerz, Bornit, Markasit, Magnetkies, Enargit und Boulangerit.

Auch dieses Vorkommen ist restlos abgebaut.

2.2 Skarnerzvorkommen

Durch die jungen Granitintrusionen kam es zur Kontakt-Veränderung des Nebengesteins unter Bildung kleinerer Erzvorkommen. Zwei Erztypen können dabei unterschieden werden, von denen die oxydische Eisenerzformation mit geringer Sulfidbeteiligung am verbreitetsten und die sulfidische Erzformation mit geringer Oxydbeteiligung nur selten ausgebildet ist. An nichtmetallischen Begleitmineralien treten bei beiden Typen die für Kontakt-

Verdrängungslagerstätten typischen Kontaktsilikate auf. Es sind Granat, Augit, Hornblenden, Epidot, Zoisit und Vesuvian.

Rein äußerlich unterscheiden sich beide Vererzungstypen durch die Form ihrer „Verdrängungskörper“ und die Bevorzugung gewisser Nebengesteine. Die oxidischen Eisenerzkörper liegen isoliert in den zu Marmor kontaktmetamorph umgewandelten Kalken der lithologischen Kalkeinheit von O. Jura/U. Kreide.

Die Sulfidvorkommen bilden tapetenähnliche Reicherzbeläge mit diffuser Erzimprägung des Nebengesteins entlang von Schichtfugen und Klüften, wobei sie tuffitisch-mergelige Zwischenschaltungen in der unteren basischen Serie bevorzugen und bedeutend seltener in den reinen Kalken beobachtet werden können.

2.21 Oxydische Eisenerzvorkommen mit Sulfidbeteiligung

Beim Ausbau der Paßstraße T. K. Y. 75 (Giresun-Dereli-Ş.-Karahisar) wurde im Aksutal bei Hamamyeri ein in Marmor kontaktmetamorph umgewandelter Kalk (Malmmassenkalk) angefahren, der drei für sich isolierte 100–250 cbm-große Eisenerzkörper enthält. Diese Erzkörper liegen an der Grenze Marmor zu weniger metamorph überprägten Kalken, etwa 150 m bis 350 m vom Granit entfernt.

Haupterzminerale sind Magnetit und Hämatit, die zwischen den Kontaktsilikaten Granat (Grossular-Andradit), Tremolit, Aktinolith, Vesuvian, Diopsid, Epidot, und den späteren Sulfidbildungen Pyrit, Zinkblende und Kupferkies stehen. Jüngste Bildungen sind Karbonate, Zeolithe und Chaledon. Äußerst selten beteiligen sich am Aufbau dieser Erzkörper auch noch Arsenkies und Bleiglanz.

Der Magnetit ist überwiegend idiomorph ausgebildet und zeigt „Martitisierung“. Hämatit ist nicht nur über den Umweg der Martitisierung entstanden, sondern auch Primärbildung, wobei er grobspätige Aggregate bildet.

Neben Martitisierung zeigt der Magnetit auch noch Umwandlung in Pyrit. Eisenreiche Zinkblende ist das häufigst auftretende Sulfid und ist dicht verwachsen mit Kupferkies, wobei die Verwachsung oft nicht von einer Entmischung unterschieden werden kann. Untergeordnet kommt auch Zinkblende mit Magnetkiesentmischungen vor.

Karbonspätige Gangart verkittet mit Quarz und Chaledon in feinen Haarspalten das stark zerbrochene Erz und ist Träger des Bleiglanzes.

2.22 Sulfiderze mit geringer Oxydbeteiligung

Zwischen der Loaklität „Maden“ und der Ortschaft „Dereli“ im Aksutal streicht ein 1000 bis 1700 m hoher Bergrücken, der von Malm- U. Kreide Massenkalken und Vulkaniten der unteren basischen Serie aufgebaut wird. Durch die posteoazäne Intrusion der Aksu-Granodiorite und Augitdiorite bis Quarzdiorite kam es zur kontaktpneumatolytischen Veränderung des Nebengesteins mit Sulfidvererzungen in den verskarnten tuffitischen Kalkmergel-Einschaltungen der U. basischen Serie.

Bei Maden steckt ein Hornblende-Augitdiorit in der Vulkanit-Mergelkalkserie. Skarn-erze in seiner Dachzone gaben Anlaß für kurzfristige genuesische Bergbautätigkeit. Schlackenhalde mit hohen Kupfergehalten und Bergehalde mit wenigen Erzfundstücken zeugen von der abgebauten Lagerstätte. 2. km NNE dieses Erzvorkommens konnten oberhalb von Kurtulmuş und Çirakdami verskarnte Tuffit-Mergelkalke beobachtet werden, die eine Sulfidvererzung aufweisen.

Die reichsten Erze treten direkt am Überlagerungskontakt auf, gehen aber nach unten in eine schnell austaubende Erzimprägation in den verskarnten Kalkmergellagen über. An Kontaktsilikaten kann Granat (Grossular-Andradit), Tremolit, Diopsid, Vesuvian und Kalkspat beobachtet werden. Verbreitetstes Erzmineral ist Kupferkies, Pyrit und Zinkblende.

Der Pyrit wird von Zinkblende mit Kupferkiestropfen verdrängt. Untergeordnet auftretender Bornit zeigt Entmischungsspindeln von Kupferkies, wobei auf feinen Haarrissen jüngerer Kupferglanz sproßt. Mitläufer dieser Erzparagenese sind Magnetit und Hämatit, die bildungsmäßig zwischen Kontaktsilikaten und Kupferkies/Zinkblende stehen. Sie treten aber mengenmäßig weit zurück.

3. DIE ALTERSSTELLUNG DER VERERZUNGEN

Von den oben angeführten Vererzungstypen: Skarnerzvorkommen, Gangerze, Brekzien- und Imprägnationsvererzungen, sowie lagerförmige „Grenzlager“ ist die Skarnerzformation auf Grund ihrer Erzparagenese und der Art der Vorkommen zweifelsohne der jungen posteozeänen (Oligozän?) Granitintrusion zuzuordnen. Über das Alter der dazitgebundenen Vererzungsformen bestehen drei verschiedene Meinungen.

1. Bildung nach Ablagerung des Lagerstättendazit und vor, bzw. während Ablagerung der hangenden Dazituffe und Kalkmergellagen.
2. Lösungszufuhr und -Stau nach Absatz und diagenetischer Verfestigung der Tufflagen und des Dazit II,
3. Jüngste Bildung in Abhängigkeit von der Granitintrusion.

Die seit 1958 gemachten Beobachtungen an den verschiedensten Lagerstätten in der ostpontischen Erzprovinz lassen allein aus den äußeren Erscheinungsbildern der einzelnen Vorkommen eine engere Alterseinstufung der Dazitvererzung zu.

Im Bereich der Lagerstätte Killik bei Lahanos durchschlagen spilitische Gänge die Dazitlaven und hangenden Tuffserien. *Über den dazitischen Tuffen liegt eine spilitische Eruptivbrekzie, die als Brekzienkomponenten Erzbrocken eines „Grenz-Derberzlagere“ und Dazitkomponenten mit Erzimprägationen enthält.* Brekzienkittmittel und Komponenten älterer Serien, sowie der Tuffitkalkmergelserie sind erzfrei! Ein Grenzlager und Dazitimprägnationsvererzung müssen also schon bestanden haben, bevor die Förderung spilitischen Materials stattgefunden hat. Die zeitliche Einstufung der Spiliterruptivbrekzie und ihrer Gänge ist durch fossilführende Mergelinschlaltungen in der oberen basischen Serie gesichert und mit Senon belegt. Da der Granit aber jünger ist und späteozeänes eventuell oligozänes Alter hat, entfällt er von vornherein als Erzbringer der Dazitvererzungen.

Bei Dikmen und Kozköy, ebenfalls im engeren Bereich der Lagerstätten Lahanos und Killik gelegen, konnte im Vorfeld der Lagerstätten ein muldenförmig abgelagertes Konglomeratvorkommen unter Dazit II an der Grenze zu Dazit I beobachtet werden. *Die Komponenten dieses Konglomerates setzen sich vorwiegend aus wenig transportierten, schwach kantengerundeten Pyrit-Kupferkiesderberzknollen, Dazituff- und Inoceramenkalkbruchstücken, sowie vereinzelt auch vererzten Dazitbrekzien zusammen. Abtragung, Transport und Absatz müssen also stattgefunden haben, bevor die Ablagerung der Dazit-II-Decke erfolgte. Hier muß also die Vererzung älter als die Förderung des Dazit II sein und es kann kein Stau an kaolinisierten Lagen im Liegenden der Dazit-II-Lava stattgefunden haben.*

Die Hangendpartien eines Grenzlagere bei Keltaş im Harşittal zeigen Verknetung und Vermischung von Erz und Tuff. Beide müssen also noch verformbare, wenig verfestigte

Medien gewesen sein, bevor submarine Gleitungen und Hangrutschungen diese Verfaltungen verursachten. (MAUCHER, 1960).

Durch die Aufschlußbohrungen in Killik-Maden wurde in einem Bohrkern die gleiche Beobachtung gemacht. Unter normalliegenden, ungestörten Tuffitlagen tritt eine Zone zunächst erzfreier, leicht verfalteter Tuffitlagen auf. Darunter liegende Partien zeigen schichtparallel eingelagerte Erzlagen, die mit den Tuffen zusammen verknüpft und verfaltet wurden. Nach wenigen Dezimetern Reicherz folgt dann imprägnierte Dazitbrekzie. Die Erzzufuhr muß also zu einer Zeit stattgefunden haben, als die dazitischen Tuffe noch in plastischem Zustand vorlagen. Die Erzzufuhr entstammt hydrothermalen, vulkanischen Lösungen.

Für die Alterseinstufung der Dazitvererzung, speziell des Grenzlagers kommt nur die Zeitspanne nach der Reliefausbildung im Lagerstättendazit, während der Förderung tuffitischen Materials in ein submarines Becken und vor dem Erguß des Dazit II in Frage.

IV. ZUSAMMENFASSUNG UND ERGEBNISSE

Im Hinterland von Giresun, an der türkischen Schwarzmeerküste wurde ein Gebiet von 500 km² im Maßstab 1 : 25000 aufgenommen und auf Erzvorkommen prospektiert.

Die dem kristallinen Unterbau auflagernden Gesteine der ostpontischen Scholle werden vorwiegend von Vulkaniten aufgebaut, denen Sedimentpakete zwischengeschaltet sind. Die stratigraphische Folge reicht vom unteren Lias bis zu subrezentem Bildungen. In diese Vulkanit-Sediment-Pakete drangen posteozen (Oligozän ?) mächtige Granitintrusionen ein.

Hinsichtlich der lagerstättenkundlichen Bedeutung hat der Dazit I (Lagerstättendazit) eine Sonderstellung; alle wirtschaftlichen Erzvorkommen im pontischen Gebirge sind nur an den Dazit I gebunden.

Dazit I und II bilden den Abschluß des ersten magmatischen Zyklus vom U. Jura bis ins Senon. Die vulkanischen Bildungen dieses Zyklus umfassen Tholeiitbasalte, Spilite, Andesite und Dazite, sowie die diesen zugehörigen Tuffe und Agglomerate.

In einem zweiten Zyklus, vom Senon bis ins Tertiär reichend, wiederholen sich die Bildungen des ersten. Jedoch tritt an Stelle einer abschließenden Dazitserie hier die Intrusion der Granodiorite und ihrer Randfazies.

Das überwiegende Auftreten von albitreichen Basalten (Spiliten), Andesiten, Daziten und Albitgraniten kann durch magmatische Differentiation eines basaltischen Stammagmas in Na- und SiO₂-reiche Restschmelzen erklärt werden. Spätmagmatische, hydrothermale Restlösungen führten außerdem entlang spaltengebundenen Zonen zu einer Na-Metasomatose (Albitisierung und Spilitisierung) an Gesteinen des ersten und zweiten Zyklus.

Der dritte und letzte Zyklus reicht vom oberen Tertiär bis in die heutige Zeit. Hauptbildungen sind Trachyandesite, Olivinbasalte und Leuzittephrite. Sie weichen in ihrem petrochemischen Charakter stark von den Bildungen der beiden ersten Zyklen ab.

Der tektonische Bauplan des pontischen Gebirges wird von einer tiefgreifenden Bruchschollentektonik bestimmt, die durch die kimmerische Phase eingeleitet wird. Nach der kimmerischen Bruchbildung im Vorland – und nicht Vortiefe – einer Geosynklinale, herrschte vom Jura bis ins Holozän eine Zeit tektonischer Unruhe, die sich noch heute in Absenkungen äußert.

Flyschbildungen der Vortiefe einer Geosynklinale mit spätorogener Anfaltung an die Stammfalten fehlen im pontischen Gebirge. Die von früheren Bearbeitern fälschlich als „Flysch“ bezeichneten Sedimentpakete sind Ablagerungen eines unruhigen, flachen Meeresraumes, vermischt mit Vulkaniten und deren Tuffen. Die in diesen Paketen auftretenden „Falten“ sind paradiagenetisch als Folge submariner Rutschungen und Gleitungen in sonst ungestörten Sedimentserien entstanden.

Die Erzvorkommen des Pontischen Gebirges lassen sich auf Grund ihrer genetischen Zuordnung in zwei Hauptgruppen, nämlich dazitgebundene Sulfidvererzungen und granitgebundene Skarnerze, unterteilen. Innerhalb der Hauptgruppen können sie auf Grund ihrer Vererzungsformen bzw. ihrer Erzparagenesen in weitere Untergruppen unterteilt werden.

Die Sulfidvererzungen treten als Gänge, als Verdrängungen und Imprägnationen alter Sackungsbrekzien oder Lavaoberflächen und als lagerförmige Erzkörper, die ein altes Dazitrelief abbilden, auf. Die Erzzufuhr entstammt hydrothermalen, vulkanischen Lösungen. Die Vererzung fand nach Ablagerung der Dazit-I-Decke aber vor und mit der Tuffsedimentation, die den Dazit I (Lagerstättendazit) vom Dazit II trennte, statt. Tuffe und Lagererze zeigen lokal gemeinsame Gleitverformungen. Die Erze sind also jünger als Dazit I und älter als Dazit II.

Die Skarnvererzungen sind genetisch mit der Intrusion der posteozyänen Granite verknüpft. Sie können in einen oxydischen und einen sulfidischen Erztyp unterteilt werden. Zur epithermalen Nachphase gehören noch Hohlraumausfüllungen mit Antimonglanz und Pyrit, sowie in granitfernen Zonen Realgar und Auripigment.

Eine wirtschaftliche Bedeutung kommt im pontischen Gebirge nur den dazitgebundenen Erzvorkommen und hier besonders dem Grenzerzlager und der Brekzienvererzung zu. Erzgänge im Dazit können lokal an Interesse gewinnen, ihre starke Absätzigkeit erschwert jedoch die bergmännischen Abbaumöglichkeiten. Die granitgebundenen Skarnerze treten in Form von schnell austaubenden Erzimprägnationen bzw. kleineren Eisenerzkörpern auf, die auf Grund ihrer geringen Erzreserven einen Abbau nicht rechtfertigen.

Die ostpontische Erz- und Mineralprovinz ist im allgemeinen reich an Erzvorkommen, bauwürdige Erzkonzentrationen sind jedoch selten.

C. MAGMATISMUS UND BAUPLAN DES OSTPONTISCHEN
GEBIRGES IM QUERPROFIL DES HARŞIT-TALES¹

VON
HEINRICH ZANKL

Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln

INHALT

Vorwort	61
1. Einleitung	61
2. Der paläozoische Unterbau	62
3. Die Sedimentgesteine	64
3.1 Die Transgression im Lias	64
3.2 Die Malm-Massenkalke	65
3.3 Unterkreide – Neokom	65
3.4 Oberkreide – Senon	66
3.5 Tertiär	66
4. Die magmatischen Gesteine	66
4.1 Die Basalte zwischen Lias und Malm	67
4.11 Doleritische Basalte bei Serikazköy im Karamustafa-Tal	67
4.12 Quarzkeratophyre von Keşka im Karamustafa-Tal	68
4.2 Die untere basische Serie	68
4.21 Das Profil bei Aslançik	69
4.211 Die Tuffite und Agglomerate	69
4.212 Die Basaltgänge	71
4.213 Die basaltischen Lavadecken	71
4.22 Das Profil am Keltaş	71
4.23 Das Profil am Alaça-Dag	72
4.24 Das Profil des Çit-Tales	73

¹ Von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität München als Dissertation angenommen.

4.3 Der Dazit	74
4.31 Die Dazitdecke bei Inköy	74
4.32 Der Dazitdyke von Aslançik	76
4.33 Die Dazitvorkommen südlich vom Ort Harşit	77
4.34 Die Lagerstätten im Gefolge des dazitischen Vulkanismus	78
4.4 Die obere basische Serie	80
4.5 Der Granodiorit	80
4.51 Die Tiefenfazies des Granodiorites	81
4.52 Aplitische Gänge	82
4.53 Lamprophyrische Gänge	83
4.54 Randfazies des Granodiorites	83
4.541 Quarzalbitit	84
4.542 Granodioritporphyr	84
4.55 Die Kontakterscheinungen am Granodiorit	84
4.56 Die Lagerstätten im Gefolge der Granodioritintrusion	85
4.6 Jüngster Vulkanismus	86
4.7 Die räumliche und zeitliche Folge der magmatischen Gesteine	87
5. Der Bauplan des Ostpontischen Gebirges entlang dem Harşit-Tal	88
5.1 Der Unterbau	88
5.2 Der Oberbau	88
5.21 Der Bauplan	88
5.22 Die einzelnen Bauelemente entlang dem Harşit-Profil	89
6. Zusammenfassung der geologischen Geschichte	90

VORWORT

Als ein Beitrag zur Geologie des Ostpontischen Gebirges entstand die vorliegende Arbeit auf Anregung von Herrn Professor Dr. Ing. A. MAUCHER, dem ich hier für sein stetes Interesse an dieser Arbeit, für wertvolle Ratschläge und Unterstützung im Gelände und im Institut herzlich danken möchte.

Die Geländeaufnahmen erfolgten in den Sommermonaten 1958 und 1959 im Dienst des Türkischen Institutes für Lagerstättenforschung (M. T. A.-Institut). Mein Dank gilt der Generaldirektion des M. T. A.-Institutes und dem Direktor der Lagerstättenabteilung Herrn Dr. M. TOKAY für die zuteil gewordene Förderung sowie für die Genehmigung zur Veröffentlichung dieser Arbeit.

Die vorliegende Arbeit ist nicht zuletzt auch das Ergebnis der guten fachlichen Zusammenarbeit des Geologen-Teams um Tirebolu am Schwarzen Meer. Gerne denke ich an die Gastfreundschaft und die tatkräftige Hilfe seitens der türkischen Bevölkerung.

Die Bestimmung des Fossilmaterials wurde am Institut für historische Geologie und Paläontologie der Universität München durchgeführt. Herr Privatdozent Dr. H. HAGN übernahm die Mikrofauna, Herr Dr. W. BARTHEL die Fauna des Lias, Herr Dr. D. HERM die Fauna der Unterkreide und Herr Dipl.-Geol. W. WAGNER die Schwammfauna der Malm-Kalke. Den Herren sei an dieser Stelle für ihre Bemühungen bestens gedankt.

1. EINLEITUNG

Das geologische Bild, das man sich bisher über das Ostpontische Gebirge machen konnte, beruhte auf wenigen Einzelbeobachtungen aus früherer Zeit. Die in den letzten Jahren stark vorangetriebene Erforschung der Lagerstätten des Ostpontischen Gebirges erforderte nun eine genauere Kenntnis der Geologie. So war es meine Aufgabe, in den Sommermonaten 1958 und 1959 ein geologisches Querprofil durch das Gebirge zu untersuchen. Die Aufgabenstellung ergab sich aus den Erfordernissen der Lagerstättengeologie.

Zunächst mußte die Stratigraphie geklärt werden, um die in den einzelnen Lagerstättenbereichen bekannte Schichtfolge in einen regionalen Rahmen einfügen zu können. Zur Planung weiterer Prospektionsarbeiten auf Grund dieser stratigraphischen Einstufungen sollte auch der Bauplan des Gebirges erkundet werden. Weiterhin war zur Kenntnis der Genese der Lagerstätten der Ablauf des magmatischen Geschehens zu klären.

Als Untersuchungsgebiet bot sich ein Querprofil durch das Ostpontische Gebirge, wie es entlang dem Harşit-Tal aufgeschlossen ist. Die dazu erstellte geologische Karte im Maßstab 1 : 25000 reicht jeweils von der Harşit-Talsole bis zur Wasserscheide hinauf. Es wurde dabei von der Mündung des Harşit-Flusses bis Igmur (25 km ab Mündung) die westliche Talseite kartiert, von Igmur bis Torul (95 km ab Mündung) die östliche Talseite; über Torul hinaus reicht das Arbeitsgebiet noch 10 km auf der westlichen Talseite bis zum İkisuderese und von hier dem İkisuderese folgend nach Süden über Karamustafa zur Paßhöhe der Harşit-Şiran-Straße. Hier ist das natürliche Ende für ein Profil durch das ungefaltete Ostpontische Gebirge gegeben, da im Süden eine neue geologische Struktur – die gefalteten Anatoliden – beginnt.

Im Folgenden wird zunächst ein kurzer Einblick in den Unterbau des Gebirges gegeben. Sodann soll an Hand der im Profil auftretenden Sedimentgesteine die Stratigraphie des Oberbaues erläutert werden. Zwischen die altersmäßig fixierten Sedimentgesteine schalten sich plutonische und vulkanische Eruptiva ein, die zusammen mit den Lagerstätten in ihrer zeitlichen Folge zur Darstellung kommen. Schließlich sei der Bauplan des Gebirges im Querprofil des Harşıt-Tales analysiert.

2. DER PALÄOZOISCHE UNTERBAU

Am südlichsten Punkt des Profils, wo sich das Ostpontische Gebirge nach Süden gegen das Kelkit-Tal hin abzusenken beginnt, finden wir den Unterbau des Gebirges mit stark gefaltetem Kristallin und Granodioriten aufgeschlossen. Der breite Streifen Altkristallin, der beiderseits vom Karamustafa-Tal und vom Ertabil-Tal bis über 2000 m hinauf zu verfolgen ist, verschwindet nach Norden rasch unter den überlagernden jurassischen Vulkaniten, so daß wir nördlich des Zusammenflusses der beiden Täler im sogenannten Ikisudereese kein Altkristallin mehr finden.

Das Vorkommen von Gneisen in diesem altkristallinen Unterbau weist darauf hin, daß hier hochmetamorphe Teile eines präalpidischen Orogens mit enthalten sind. Nahe dem Paß an der Fahrstraße von Torul nach Şiran finden sich Biotit-Gneise, die einen Wechsel von biotitreichen Lagen mit reinen Quarz-Feldspatlagen zeigen; daneben kommen auch weniger deutlich geregelte, körnige Biotit-Gneise vor. Die B-Achsen der Gneise streichen 90° und tauchen mit 10° nach E ein.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Gneis als sehr quarzreich mit einer schwachen Plagioklasvormacht gegenüber Kalifeldspat. Die Quarzkristalloblasten zeigen stark undulose Auslöschung. In den Plagioklasen entspricht der An-Gehalt einem Oligoklas; kontinuierlicher Zonarbau mit An-ärmerem Rand ist verbreitet; stets sind die Plagioklase serizitisiert. Der Kalifeldspat ist dagegen unzersetzt, er wird von einem dichten Perthitnetzwerk durchzogen. Der Biotit zeigt rein braune Farbtöne und ist reich an primären und sekundären Einschlüssen.

Das häufigste primäre Einschlufsmineral ist idiomorpher Zirkon mit kräftigen radioaktiven Höfen. An Biegestellen im Biotit sind die Zirkone zerbrochen. Apatit und Andalusit treten untergeordnet ebenfalls als primärer Einschlufs auf. Sekundär als Entmischung enthält der Biotit Titaneisen und Rutilnadeln, die mit einem Winkel von 60° in der (001)-Ebene der Art orientiert angeordnet sind, daß die kristallographische a-Richtung im stumpfen Winkel zu liegen kommt, und b ungefähr mit einer Orientierungsrichtung der Rutilnadeln zusammenfällt (Sagenitgitter). Der Rutil bildet lange Nadelchen, das Titaneisen zeigt Keulenform. Die Korngrenzen der Biotite sind mit Titaneisenkörnern umsäumt.

Außer den im Biotit beschriebenen Einschlüssen finden sich keine weiteren akzessorische Minerale.

Auf Grund der einfachen Mineralzusammensetzung handelt es sich hier wohl um Ortho-Gneise. Die idiomorphen Zirkone und ihre Anreicherung in den Biotiten weisen ebenfalls darauf hin.

Den flächenmäßig größten Raum nehmen die *Granodiorite* ein. Es sind grob- bis mittelkörnige Biotit-Hornblende-Granodiorite, die stellenweise in eine leukokrate, dichte, aplitische Fazies übergehen. Schwespatgänge bis zu $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit sind häufig, diese Gänge streichen 120° .

Modalanalysen des Granodiorites:

I. Granodiorit vom Gipfel des Tosluburu (grobkörnig)

Quarz	22
Kalifeldspat	20,8
Plagioklas.	51
Biotit	4,8
Hornblende	0,3
Akzessorien	0,1
	100,0 %

II. Granodiorit bei Keşka im Karamustafa-Tal (mittelkörnig)

Quarz	30,7
Kalifeldspat	16,9
Plagioklas.	37,8
Biotit	8,9
Hornblende	5,7
Akzessorien	0,1
	100,1 %

Unter dem Mikroskop zeigen die Mineralkomponenten der Granodiorite hypidiomorphes, wechselkörniges Gefüge. Die Mafite sind idiomorph angelegt, Quarz und Feldspat füllen unregelmäßige Zwischenräume und wirken auf ihre Umgebung verdrängend.

Der Quarz ist besonders bei großer Kornform kataklastisch zerbrochen; er löscht in feinsten parallelen Lamellen undulös aus und wird von unbeanspruchtem, neukristallisiertem Pflasterquarz umgeben oder durchzogen (Mörtelquarz). Entlang kataklastischen Rissen des Quarzes wächst Kalifeldspat gegen den Quarz vor.

Der Kalifeldspat ist Orthoklas mit 4° Auslöschungsschiefe auf (010). Perthitische spin-del- und aderförmige Albitenmischungen durchziehen den Orthoklas. In breiteren Entmischungslamellen läßt sich an den Albitzwillingen sehr gut die einheitliche kristallographische Orientierung des Albites über den ganzen Orthoklas hin beobachten.

Die *Plagioklase* entsprechen einem Oligoklas, sie sind zonar gebaut und der anorthitreichere Kern ist stets stark serizitisiert.

Bei den dunklen Gemengteilen überwiegt der *Biotit*. Die ursprünglich idiomorphe Kornform ist durch Resorption stark verändert. Die Farbtöne des starken Pleochroismus reichen von hellgelbbraun nach dunkelschwarzbraun. Als primäre Einschlüsse finden sich idiomorphe, langprismatische Zirkone mit radioaktiven Höfen und idiomorphe, langprismatische Apatite.

Sekundäre Einschlüsse und randliche Umwandlungsprodukte sind Titaneisen, Titanit und Chlorit.

Die Hornblende fällt durch ihren intensiven Pleochroismus hellgrün (X) – dunkelgrün (Y) – blaugrün (Z) auf. Auch hier zeigen die Kornformen starke Resorptionserscheinungen. Die Einschlüsse sind – wie im Biotit – Zirkon mit radioaktiven Höfen und Apatit. Sekundär wird die Hornblende biotitisiert.

Die *Akzessorien* Zirkon und Apatit, die in Biotit und Hornblende als Einschlüsse vorliegen, finden sich auch in Quarz und Feldspat, besonders dort wo diese Minerale verdrängend gegen die Mafite vorgewachsen sind.

Das Alter und die geologische Stellung der Gneise und der Granodiorite ist unbekannt. GATTINGER (1959) nimmt an, daß die Gneise und Granodiorite, die im Süden des Ostpontischen Gebirges an mehreren Stellen zu beobachten sind, einem variszischen Orogen angehören, und die Granodiorite auf Grund von Kontakten mit fraglichem Karbon jungvariszisches, vielleicht permokarbones Alter besitzen. Das Alter dieser Gesteine, besonders der Gneise, kann jedoch ebenso gut prävariszisch vielleicht sogar präkambrisch sein, da andernorts in der Türkei auch die Reste der kaledonischen und einer präkambrischen Orogenese beobachtet wurden (KETIN, 1959). Fest steht, daß der kristalline Unterbau des Ostpontischen Gebirges vor der jurassischen Transgression einer langen Hebungsperiode unterworfen war, in der gleichzeitig starke Abtragung wirkte, so daß ein tiefes, hochmetamorphes Stockwerk von der Erosion freigelegt werden konnte. Nach Abschluß der Hebungsperiode wurde das Gebirge zu einer Peneplain eingeebnet, über die dann im Jura von Süden her die Transgression einsetzte.

3. DIE SEDIMENTGESTEINE

Im Jura transgrediert aus dem südlich gelegenen Tethystrog das Meer über das ostpontische Gebiet. Im Lias erfaßt die Transgression das Gebiet zunächst nur randlich, im Malm stößt das Meer weiter nach Norden vor und greift als Schelfmeer über das ganze Gebiet hinweg. In der Unter- und Oberkreide finden wir eine ausgedehnte Flachmeerbedeckung, ebenso sind im Tertiär weite Teile vom Meer bedeckt gewesen. Die marinen Sedimente dieser Meeresvorstöße liefern zur Gliederung der magmatischen Gesteine im Ostpontischen Gebirge wertvolle Zeitmarken.

3.1 Die Transgression im Lias

Im südlichsten Teil des Profils liegt am Paß der Straße von Torul nach Şiran über dem kristallinen Untergrund ein Transgressionskonglomerat. Die Konglomeratkomponenten stammen vorwiegend aus aufgearbeitetem Material des kristallinen Untergrundes. Unter den Geröllen finden sich Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite, Granodiorite. Der Rundungsgrad der Gerölle reicht von leicht kantengerundet bis zur vollkommenen Kantenrundung. Ein weiterer Transport kann daher nicht stattgefunden haben.

Im Hangenden geht das Konglomerat in einen Sandstein über. Der Sandstein führt eine reiche Muschelfauna mit *Pecten* sp. Konglomerat und Sandstein sind etwa 20 m mächtig. Darüber folgt ein roter Knollenkalk in Adnether Fazies. Mit einer reichen Fauna läßt sich unterer Mittel-Lias – Zone der *Uptonia jamesoni* (SOW.) – belegen:

- Zetoceras anatolicum* (MEISTER)
- Metoxynoticeras numismale* (OPPEL)
- Coeloderoceras* (?) sp.
- Uptonia* (?) *micromphala* PIA
- Uptonia* (sp.)
- Tropidoceras* sp. (*masseanum* d'ORB.-Gruppe)
- Spiriferina* sp.
- Pentacrinus* sp.

Weiter südlich führen KETIN (1951) und BAYKAL (1952) Faunen des Unteren Lias an. Die Transgression setzte demnach von Süden gegen das Ostpontische Gebiet ein.

Die Liasgesteine greifen nur randlich in einem schmalen Saum auf pontisches Gebiet über. Nach Norden keilen sie rasch aus.

3.2 Die Malm-Massenkalke

Dogger läßt sich im Profil nicht nachweisen. Die nächste gesicherte Zeitmarke liegt im Malm. Am Ende des Jura entstanden zwischen vulkanischen Gesteinen helle Massenkalk, die am Südrand des Profils zwischen dem Karamustafa-Tal und dem Çit-Tal in mächtige Riffkalke übergehen.

Die Massenkalk bilden einen guten Leithorizont, dem man von Süd nach Nord im Profil des Ostpontischen Gebirges folgen kann. Nach Norden nimmt die Mächtigkeit der Massenkalk stark ab. So war das Ostpontische Gebiet bereits im Malm weithin von einem Flachmeer bedeckt.

Die Riffnatur der Kalk ist nur im Süden sicher nachweisbar. Hier wachsen 200 m mächtige Riffstöcke zwischen den vulkanischen Gesteinen empor. Der Sockel der Riffe besteht aus massigen Dolomiten, darüber folgen massige Kalk. An den Rändern der Riffstöcke kann man häufig nach außen fallende Übergangsschichtungen beobachten, die zwischen den Vulkaniten auskeilen. In geschützten Stillwassergebieten bildeten sich auf der Rückseite der Riffe Lagunen, in denen ein weißer, feinschichtiger Kalkschlick abgesetzt wurde.

Aus den Riffen liegt bisher nur eine oberjurassische Schwammfauna vor:

Sporadophyle cf. obliqua GOLDFUSS

Sphenaulax sp.

Tremadictyon cf. cucullatum (QUENSTEDT)

Peronidella sp.

Stellenweise mögen diese massigen Kalk auch bis in die Unterkreide hineinreichen. KOSSMAT (1910) erwähnt aus dem Görele-Tal Urgonkalk mit Chamiden-Querschnitten; SCHULTZE-WESTRUM stellt die hangenden Teile oberjurassischer Massenkalk in der Umgebung von Giresun auf Grund von Fossilfunden in die Unterkreide.

3.3 Unterkreide – Neokom

Im Profil des Alaça-Dag bei Kürtün wurde in Tuffiten eine Unterkreidefauna gefunden. Die dunklen, gebankten Tuffite sind in eine Serie von basischen Vulkaniten eingelagert. Dieser Fossilhorizont liegt etwa 100 m über den Massenkalken des Malm.

Die Fauna besteht überwiegend aus Lamellibranchiaten; vereinzelt treten auch Gastropoden (Turritelliden) auf. Es wurden bestimmt:

Cucullaea donningtonensis KEEPING

Astarte transversa LEYMERIE

Requienia jaccardi PIKT. & CAMP.

Exogyra ex aff. nana SOW.

Die Fauna gehört dem Neokom der mediterranen Fazies an.

3.4 Oberkreide – Senon

Die Oberkreide ist das am längsten bekannte Schichtglied des Ostpontischen Gebirges. KOSSMAT (1910), FRECH (1910), OSWALD (1912) führen folgende Fossilfunde an:

Ananchytes ovata LAM.
Micraster coranguinum KLEIN.
Echinoconus conicus BREYNIUS
Inoceramus balticus BOEHM
Pachydiscus subrobustus SEUNES

Neuerdings hat ERGUVANLI (1950) in der Umgebung von Trabzon eine Mikrofauna des Campan-Maastricht nachgewiesen:

Globotruncana linnei d'ORB.
Globotruncana lapparenti lapparenti BOLLI.

Im Profil des Harşıt-Tales entsprechen der Oberkreide rote Kalke und Kalkmergel mit *Inoceramus balticus* Boehm. Sie sind eingelagert in eine Vulkanit-Serie mit Daziten und deren Tuffite. Nach Süden treten die Vulkanite fast völlig zurück, und es liegt im Çit-Tal in der Oberkreide eine Folge von dünnbankigen Kalken und Kalkmergeln. Der für die Oberkreide-Serie häufig gebrauchte Begriff „Flysch“ (GATTINGER, 1959, KETIN, 1960 und ERGUVANLI, 1950 u. a.) ist unzutreffend und wird abgelehnt. Es handelt sich um Kalksedimente, die einer vulkanischen Serie zwischengelagert sind und keine Anzeichen einer Geosynklinalbildung zeigen.

3.5 Tertiär

Im Tertiär ist das mittlere Eozän wieder sicher nachweisbar. Im Çit-Tal sind Andesiten Tuffitbänke zwischengelagert, die eine Nummuliten-Fauna des Lutet enthalten.

Es wurden bestimmt:

Assilina laxispira d'ORB.
Nummulites ex aff. *distant* DESH.

Weitere Eozänfunde aus dem Ostpontischen Gebirge gibt GATTINGER (1959) an. Auch für die Sedimentserien des Tertiär im Ostpontischen Gebirge besteht kein Grund, der die Bezeichnung „Flyschsediment“ rechtfertigen würde.

4. DIE MAGMATISCHEN GESTEINE

Zwischen den altersmäßig fixierten Sedimenten des Jura, der Kreide und des Tertiär schalten sich vulkanische und plutonische Eruptiva ein, die in ihrer zeitlichen Folge beschrieben werden sollen.

Vorangestellt sei eine Definition der benützten Begriffe und Gesteinsnamen, die in der Literatur unterschiedliche Bedeutung haben. Da für keines der beschriebenen Gesteine bis jetzt eine chemische Analyse vorliegt, bietet sich für die plutonischen Gesteine die quantitativ mineralogische Klassifikation von JOHANNSEN (1931) auf Grund der gemessenen Volumenprozent der Gesteinskomponenten als natürlichstes Einteilungsprinzip. Schwierigkeiten entstehen bei der Klassifikation der Vulkanite, da hier häufig ein großer Teil der modalen Zusammensetzung in feinstkörniger oder glasiger Grundmasse verborgen bleibt. Es sei deshalb das einfache, qualitativ beschreibende System von ROSENBUSCH (1907–08) benützt, und die angeführten Gesteinsnamen sollen nach einem Vorschlag von NIGGLI nur als „Phäno“-bezeichnungen gelten, bis genaue chemische Analysen vorliegen.

So wird zur Unterscheidung von Basalt und Andesit der An-Gehalt der Plagioklase benützt, und nicht die schwieriger bestimmbare Farbzahl.

Die Bestimmung der Plagioklase wurde nach der Zonenmethode am Universaldrehtisch (RITTMANN, 1929) vorgenommen, wobei die von v. d. KAADEN (1951) für Hochtemperaturoptik korrigierten Diagramme berücksichtigt wurden. Eine einfache Kontrolle bei den sauren Plagioklasen (besonders Albit) gibt die Bestimmung des Brechungsindex.

Die Verwendung des vieldeutigen Begriffes „Diabas“ wird vermieden und den grobkörnigen Varietäten des Basaltes das Strukturadjektiv „doleritisch“ vorangesetzt.

Als Spilite oder spilitisierte Gesteine werden nach BURRI & NIGGLI, 1945 und AMSTUTZ, 1954 diejenigen basischen Effusivgesteine verstanden, deren Feldspatanteil aus Albit oder aus albitisierten basischen Plagioklasen besteht und die reich an deuterischen Neu- und Umbildungen wie Chlorit, Epidot und Karbonat sind. Die sauren Glieder der albitreichen Gesteine sind Keratophyre und mit Quarz in der Grundmasse Quarzkeratophyre. Diese Begriffe sollen nur beschreibend und ohne genetische Bedeutung gebraucht sein.

4.1 Die Basalte zwischen Lias und Malm

Über den roten Kalken des Mittel-Lias im Karamustafa-Tal und weiter nördlich unmittelbar über dem paläozoischen Untergrund folgen bis zum Malm dunkle basaltische Vulkanite, die teils als Lavadecken extrudierten und teils als Dykes und Sills oberflächennah intrudierten. Zwischengelagert sind hin und wieder schwarze Tuffite und Agglomerate. Diese basaltischen Gesteine sind insgesamt olivinfrei und stellenweise spilitisiert. Von der Spilitisierung sind vor allem die Plagioklase betroffen, sie werden albitisiert. Karbonatisierung und Chloritisierung ist in der Grundmasse verbreitet und sekundär wird in der Grundmasse Quarz gebildet.

Aus dieser Basaltserie seien nur zwei in Mineralogie und Gefüge abweichende Varietäten beschrieben.

4.11 Doleritische Basalte bei Serikazköy im Karamustafa-Tal

Zwischen schwarzen Tuffiten intrudierte ein etwa zehn Meter mächtiger doleritischer Basaltsill, in dem makroskopisch bereits die bis zu fünf Millimeter großen Feldspatleisten auffallen. Unter dem Mikroskop zeigt sich Intersertalgefüge; zwischen den divergent strahligen Plagioklasleisten liegt opake, erzeiche Glasgrundmasse mit Stilpnomelan, Karbonat und Chlorit. Von der Karbonatisierung werden Grundmasse und Plagioklas gleichermaßen betroffen. Das Karbonat bildet körnige Aggregate. Die untergeordnete Chloritisierung setzte erst nach der Karbonatisierung ein.

Die idiomorphen Plagioklase sind kontinuierlich zonar gebaut mit einem An-Gehalt von An_{60} im Kern und An_{50} am Rand. Die Verzwillingung erfolgt komplex in zahlreichen Lamellen nach dem Albit-Karlsbad-Gesetz. Entlang Spaltbarkeitsrissen sind die Plagioklase meist stark serizitisiert und karbonatisiert.

Stellenweise bilden zwei Plagioklasleisten ein symmetrisches Kreuz, wobei die (010)-Ebenen senkrecht aufeinander zu stehen kommen. Diese Orientierung entspricht nicht einer zufälligen externen Durchwachsung, sondern die Anlage dieses Gefüge geht auf eine Zwillingungsverwachsung zurück.

Die Grundmasse in den Zwickeln der Feldspatleisten ist sehr erzeiches, opakes Glas, von dem aus häufig dentritische Erzgebilde in die angrenzenden Mineralkörner hineinwachsen.

Nach der Kristallisation der Plagioklase, aber noch vor der Karbonatisierung und Chloritisierung, kristallisierte aus der Grundmasse hypidiomorpher Stilpnomelan. Es ist ein der Chloritgruppe nahestehendes Mineral. Der starke Pleochroismus geht von hellgelb (X) nach dunkelbraun (Y und Z), was nach WINCHELL (1951) für Ferristilpnomelan kennzeichnend ist.

4.12 Quarzkeratophyre von Keşka im Karamustafa-Tal

Unmittelbar unter den Rifkalken des Malm liegt bei Keşka eine Lavadecke mit Quarzkeratophyr. Die Hornblende-Einsprenglinge sind fluidal eingeregelt. Das Korngefüge des Quarzkeratophyres ist porhyrisch. Das Gestein zeigt eine schalige Absonderung. Unter dem Mikroskop wird in der kristallinen Grundmasse ebenfalls eine Fluidalregelung der Feldspatmikrolithen sichtbar (pilotaxitisches Gefüge). Die Einsprenglinge sind Hornblende. Sie ist stengelig ausgebildet, zeigt einen Pleochroismus von hellgrün nach olivgrün und wird von einem dunklen Opacitsaum umgeben. Diese Schutzhülle verhinderte wohl eine weitgehende Chloritisierung des Hornblendekernes und nur ab und zu, wo durch Kataklase der Kern den Minerallösungen zugänglich gemacht wurde, findet sich dieser in Chlorit umgewandelt.

In der Grundmasse sind die Plagioklasmikrolithen völlig albitisiert. Zwischen den Plagioklasmikrolithen findet sich durch zahlreiche submikroskopische Einschlüsse getrübler, granularer Quarz. Auf Klüftchen bildet sich reiner Pflasterquarz. Ebenfalls von Klüftchen ausgehend erfolgt eine leichte Karbonatisierung und Chloritisierung.

Nach BURRI & NIGGLI (1945) und AMSTUTZ (1954) ist dieses spilitisierte Gestein mit freiem Quarz als Quarzkeratophyr zu bezeichnen und gehört der Spilit-Keratophyr-Assoziation an.

4.2 Die untere basische Serie

Diese Serie basaltischer Gesteine reicht von den Malm-Massenkalken bis zu den Senon-Kalken der Oberkreide. Sie umfaßt wahrscheinlich noch einen Teil des obersten Jura, die Unterkreide mit Neokom, das in Tuffiten durch Fossilien belegt ist, und einen Teil der Oberkreide. Unter den Lagerstättengeologen des Ostpontischen Gebirges hat sich für diese basaltischen Gesteine der Begriff „untere basische Serie“ eingeführt, den ich zur regionalen Beschreibung beibehalten möchte.

Hier liegt nicht etwa ein mächtiger basaltischer Deckenerguß vor, wie viele regionalgeologische Karten zeigen, sondern wir finden eine reich gegliederte Fazies vulkanischer Gesteine, in der Tuffite und Agglomerate überwiegen; echte Lavadecken, die hier zum Teil als Blocklava entwickelt sind, treten stark zurück. Dagegen nehmen Basalt-Dykes und -Sills in der unteren basischen Serie weiten Raum ein.

Für den Chemismus der gesamten Serie ist kennzeichnend das Fehlen von Olivin. Die Pyroxene erscheinen getrennt in Orthopyroxen (Bronzit-Hypersthen) und in Klinopyroxen (diopsidischer Augit). Der An-Gehalt der Plagioklase reicht von An_{75} bis An_{50} . Teile der unteren basischen Serie können auch spilitisiert sein, dann erscheint an Stelle der basischen Plagioklase Albit. Das Gefüge ist überwiegend porphyrisch, in Dykes und Sills findet sich aber auch häufig Intersertalgefüge. Amygdaloide Textur ist in Agglomeraten und Blocklaven entwickelt.

Bezeichnend für die untere basische Serie sind weiterhin die oxydischen Manganerzlager, die im Ostpontischen Gebirge weit verbreitet sind und von WIJKERSLOOTH (1943) als submarin exhalativ gedeutet werden. Im Bereich des Harşit-Profiles findet sich ein kleines Erzvorkommen dieser Art bei Katrikaya nördlich vom Ziganapaß. Hier liegen an der Grenze eines basaltischen Agglomerates zu hangenden Kalkmergeln mehrere schichtkonkordante Linsen mit oxydischen Manganerzen. Die Hangendgrenze der Erzlinsen gegen die Kalkmergel ist stets scharf. Ob die oxydische Paragenese nicht aus einer primär karbonatischen Paragenese durch Oxydation hervorgeht, wie dies für viele Manganerze der Nördlichen Kalkalpen (GRUSS, 1960) zutrifft, bedarf noch näherer mikroskopischer Untersuchung.

Aus den zahlreichen Profilen durch die untere basische Serie seien einige herausgegriffen, um die Vielfalt dieser Serie zu charakterisieren. Bei einzelnen bezeichnenden Schichtgliedern soll der Geländebefund durch das mikroskopische Bild ergänzt werden.

Es folgen von Nord nach Süd entlang dem Harşit-Tal ab Mündung die Profile:

1. zwischen Mays-Tal und Aslançik-Tal (von km 9–14)
2. vom Dorf Şadi zum Keltaş (bei km 40)
3. von Kürtün zum Alaça-Dag (bei km 68)
4. im Çit-Tal bei Torul (bei km 98)

4.21 Das Profil bei Aslançik

Zwischen dem Mays-Tal (bei km 9) und dem Aslançik-Tal (bei km 14) reicht westlich des Harşit-Tales bis hinauf zum Gebirgskamm in 600 m Höhe eine mächtige basaltische Agglomeratserie, die von zahlreichen Basaltgängen durchzogen wird und in die einzelne Lavadecken zwischengelagert sind. Im Hangenden folgt unmittelbar über den Agglomeraten eine Dazitdecke, die der Oberkreide angehört.

Tuffitzwischenlagen innerhalb der Agglomerate lassen ein 20° Nordfallen der Serie erkennen.

4.211 *Die Tuffite und Agglomerate*

Die grünen Tuffite gehen häufig kontinuierlich aus den dunklen Agglomeraten hervor, indem sich mehr und mehr zwischen den kopfgroßen Agglomeratblöcken tuffitisches Material einschaltet, bis zuletzt nur noch einzelne Blöcke in den Tuffitbänken schwimmen. Selten läßt sich ein scharfer Wechsel von Agglomerat und Tuffiten beobachten.

Die Agglomeratkomponenten sind meist dichte, feinkristalline bis porphyrische Basalte. Zu den Einsprenglingen gehören nach dem mikroskopischen Befund basischer Labradorit, Orthopyroxen und Klinopyroxen; die Grundmasse ist glasig mit Plagioklas- und Pyroxen-

mikrolithen. Das Gesamtgefüge ist porphyrisch bis glomerophyrisch, die Grundmasse zeigt hyalopilitisches Gefüge.

Die *Plagioklase* besitzen einen ausgezeichneten Zonarbau, wobei die Zonen mit Feinzyklen oder Feinrhythmen von einem Großrhythmus überlagert werden, der jeweils mehrere Zonen zusammenfaßt. Dieser immer wiederkehrende Typ des Zonarbaus von Plagioklasen soll im Zusammenhang mit den Plagioklasen des Dazitites eingehender beschrieben und gedeutet werden. Der An-Gehalt nimmt im Zonarbau von innen nach außen hin ab. Maximal ist eine Abnahme von An_{75} im Kern zu An_{60} in der äußeren Hülle zu beobachten.

Bei den Zwillingbildungen wird meist Albit- und Karlsbader Gesetz kombiniert; das Periklingesetz tritt noch relativ häufig auf. Andere Zwillinge sind selten.

Der Habitus ist leistenförmig parallel zur C-Achse, die (010)-Ebene ist tafelig entwickelt. In dieser Ebene erfolgt auch häufig Anlagerung entweder Plagioklas an Plagioklas oder Plagioklas an Pyroxen. Anlagerung nach dieser oder auch anderen Ebenen und anschließendes gemeinsames Wachstum führt zu glomerophyrischem Gefüge (s. Taf. V Abb. 9).

Entgaste Schmelzeinschlüsse sind in den Plagioklasen entweder zonar angeordnet oder sie durchziehen siebartig den ganzen Kristallkern. Im ersten Fall liegen die Schmelzeinschlüsse in kleinen rechteckigen Kammern, die parallel zu den Kristallflächen angeordnet sind. Oft enthalten diese Kammern auch eine Gas- oder Flüssigkeitslibelle. Der zweite Fall mit regellosen Schmelzeinschlüssen, ist nur in relativ großen Einsprenglingen zu beobachten. Der Plagioklas bekommt im Kern eine schwammige Struktur ohne Zonarbau, umgeben von einer einschlußfreien, dünnen Hülle mit Zonarbau. Das Kristallwachstum begann wohl unter sehr günstigen Bedingungen, so daß der Kristall rasch anwachsend eine Menge unkristallisierter Schmelze mit umschließen konnte. Um den aufgeblähten Kern legte sich dann eine zonar gebaute Hülle. Die meisten Einsprenglinge fanden jedoch keine so günstigen Wachstumsbedingungen oder begannen später zu kristallisieren; sie bleiben daher kleiner und konnten dafür einen regelmäßigen Zonarbau ausbilden (s. Taf. V Abb. 10).

Die Pyroxeneinsprenglinge sind etwa im Verhältnis 2 : 1 Klinopyroxen und Orthopyroxen. Der *Klinopyroxen* ist ein diopsidischer Augit mit einem mittleren Achsenwinkel von $2 V_z = 60^\circ$; Die Auslöschungsschiefe in Schnitten parallel (010) liegt bei 45° ; der Pleochroismus ist sehr schwach. Die Kristalle sind gedrungen prismatisch entwickelt. Schmale Zwillinglamellen liegen parallel zu (100). Als *Orthopyroxen* tritt Hypersthen-Bronzit auf. Der Achsenwinkel ($2 V_x$) liegt zwischen 60° und 62° ; die Auslöschung ist gerade; der Pleochroismus zeigt einen schwachen Farbwechsel von farblos nach hellgrün. Die Kristallform ist parallel c langgestreckt prismatisch.

In der Grundmasse liegen in Glas subparallel eingeregelt Mikrolithen von Labradorit und Pyroxen. Die Labradoritleistchen sind parallel zur c-Achse nur skelettartig gewachsen, wodurch in dieser Richtung Hohlformen entstehen.

Eine Verkieselung der Agglomerate ist weit verbreitet. Man findet undurchsichtigen, dunklen Hornstein zwischen den Agglomeratkomponenten sowie durchscheinenden Chalcedon, der als gebänderter Achat Mandelräume ausfüllt. Diese Mandelräume erreichen einen Durchmesser von 30 cm, und dort, wo die Achate im Zentrum noch freien Raum lassen, wachsen reine Bergkristalle oder leicht gefärbte Amethyste hinein. Neben Mandelfüllungen führt die Verkieselung auch zu gangförmigen Bildungen in den Agglomeraten. So findet sich bei Inköy im Kauras-Tal ein 50 cm mächtiger Gang mit rotem Jaspis, der beiderseits an den Salbändern eine bis zu 10 cm breite Zone mit Chalcedon und Achatbildungen zeigt. Der Übergang von Chalcedon-Salband in das angrenzende Agglomerat erfolgt in einer schmalen durch grünen Jaspis und Chalcedon verkitteten Brekzienzone. Der Gang streicht mit 120° quer durch die Agglomeratbänke. Die Verkieselung setzte daher erst nach der Effusion in einer hydrothermalen Nachphase ein.

4.212 *Die Basaltgänge*

Die Basaltgänge, die in der Agglomeratserie stecken, streichen bevorzugt in drei Richtungen: 50° – 120° – 150° . Die Mächtigkeiten der Gänge schwanken zwischen 1 m und 10 m. Sie führen den gleichen Mineralbestand wie die Agglomerate. Das Gefüge ist ebenfalls porphyrisch, nur ist die Grundmasse holokristallin und weitgehend frei von Glas; das Gefüge geht daher von hyalopilitisch in pilotaxitisch über. In den Zwickeln zwischen den Grundmassemikrolithen liegt meist Quarz, Chlorit und Karbonat.

An Stelle der Pyroxenmikrolithen, die in der Grundmasse der Agglomeratkomponenten auftreten, findet sich in den Gängen grüne Hornblende. Sie kann primären Ursprungs sein oder sekundär aus Pyroxen durch Uralitisierung hervorgehen. Die Orthopyroxeneinsprenglinge (Bronzit) sind ebenfalls stark uralitisiert, dagegen sind die Klinopyroxene (diopsidischer Augit) nicht von dieser Umwandlung erfaßt worden.

Die Uralitisierung kann die Folge einer retrograden Dampfdrucksteigerung bei der Kristallisation sein. Die wasserfreien Orthopyroxene wurden bei erhöhtem Dampfdruck instabil und es bildete sich hydroxylhaltiger Amphibol, der den Pyroxen schützend umgab. Die Uralitisierung trat nur ein, wenn bei der Abkühlung etwas Zeit zur Verfügung stand, das heißt in Gängen, in denen die Grundmasse Zeit zum Kristallisieren hatte. Sobald die Grundmasse Glas enthält, finden wir keine Uralitisierung; die rasche Abkühlung verhindert eine Kristallisation und damit eine retrograde Dampfdrucksteigerung.

4.213 *Die basaltischen Lavadecken*

Die Lavadecken liegen mit 10 bis 50 m Mächtigkeit konkordant zwischen den Agglomeratbänken. Ihr Mineralbestand und Gefüge unterscheidet sich von dem der Gänge und Agglomerate. In den Laven sind die primären Minerale weitgehend zersetzt, es überwiegen Karbonate, Chlorit und Quarz, die pseudomorph nach den primären Mineralen kristallisierten. Das ursprüngliche porphyrische Gefüge wird auch von den Pseudomorphosen noch abgebildet. Mandelsteintextur ist in den Laven verbreitet. In Fließrichtung langgezogene Hohlräume werden von sekundären Mineralen ausgekleidet. Chalcedon, Quarz und Karbonat sind als Mandelfüllungen bevorzugt.

An einem recht wenig zersetzten Ergußgestein bei Aslançik-Kozköy läßt sich eine Albitisierung der Plagioklase beobachten.

4.22 Das Profil am Keltaş

Etwa bei 40 km im Harşit-Tal flußaufwärts liegt auf der östlichen Teilseite in 1000 m Höhe das Dorf Şadi. Von diesem Dorf zieht sich ein steiler Gebirgskamm hinauf zum Gipfel des Keltaş (Westgipfel 1632 m). Entlang diesem Gebirgskamm streichen die Gesteine der unteren basischen Serie aus. Im Liegenden gehen sie über in Hornfelse, die in der Kontaktzone eines Granodiorites liegen. Im Hangenden der unteren basischen Serie liegt wiederum der oberkretazische Dazit, der den Gipfelaufbau des Keltaş bildet. Über der Kontaktzone folgen zunächst Spilite. Es sind dunkle, grüne Laven, deren Epidotgehalt schon makroskopisch auffällt. Im Schliff erweisen sich vorwiegend die Plagioklaseinsprenglinge als epidotisiert. Sowohl Grundmasseplagioklas als auch die Plagioklas-Einspreng-

linge entsprechen einem Albit. Zwischen den Grundmasseplagioklasen liegt Chlorit und granoblastischer Quarz.

Über den spilitischen Laven folgt eine etwa 400 m mächtige Serie von gebankten, grünen Tuffiten, zwischengelagert sind gut gebankte, hellgraue bis rötliche Kalke und kalkige Tuffite, die für einen submarinen Ablagerungsbereich dieser Serie sprechen.

Im Hangenden der Tuffite liegt unmittelbar unter dem Dazit nochmals ein Spilit. Es ist ein porphyrisches Ergußgestein mit Augit- und Albiteinsprenglingen. Die farblosen Augite überwiegen unter den Einsprenglingen; ihr Achsenwinkel beträgt 50° , was auf eine diopsidische Zusammensetzung schließen läßt. Auch in der Grundmasse liegt Albit vor. Sekundäre Umwandlungsprodukte sind Chlorit, Epidot und Karbonat. Von der Chloritisierung sind vor allem die Augite und die Grundmasse betroffen. Die Feldspateinsprenglinge sind teilweise epidotisiert und karbonatisiert.

4.23 Das Profil am Alaça-Dag

Ein weiteres Profil durch die untere basische Serie ist entlang dem Aufstieg von Kürtün zum Alaça-Dag aufgeschlossen. Bis zum Sumaköy in 900 m Höhe quert man einen Granodiorit und seine Kontaktzone mit einem Marmor, der den Malm-Massenkalcken entspricht. Über der Kontaktzone folgt der fossilführende Tuffithorizont des Neokom. Damit vergesellschaftet sind Laven und Agglomerate basaltischer Zusammensetzung. Die Ablagerung der Vulkanite ist, wie die marinen Faunen in den Tuffiten beweisen, untermeerisch erfolgt.

Die *Basaltlaven* bilden nur wenige Meter mächtige Decken zwischen den Tuffiten. Das Gefüge der Basalte ist porphyrisch mit Intersertalstruktur in der Grundmasse. Der magmatische Mineralbestand ist nahezu monomineralisch. Große, würfelige Labrador einsprenglinge, die stark albitisiert sind, stecken in einer Grundmasse aus regellos verschränkten, oft zu strahligen Bündeln zusammengefaßten Labradorleistchen. Nur ab und zu finden sich zwischen den Plagioklasen der Grundmasse Pyroxenrelikte.

Der übrige Mineralbestand ist deuterisch und findet sich vorwiegend intersertal zwischen den Plagioklasen. Den Hauptanteil der deuterischen Minerale bilden Chloritaggregate (Pennin), dazu kommen Pyrit und Titanit in körnigen Aggregaten sowie radialstrahlige Quarzprossungen mit zahlreichen Einschlüssen nicht ganz verdrängten Materials. Sowohl die deuterischen Zwickelfüllungen als auch die Feldspäte werden zum Teil durch Karbonat ersetzt. In den albitisierten Plagioklaseinsprenglingen folgt die Karbonatisierung besonders den albitisierten Zonen.

Die Mineralzusammensetzung der *Agglomerate* ist den Laven ähnlich, das Gefüge weicht jedoch stark ab. Schon im Handstück fällt die Mandelsteintextur der fast schwarzen Agglomeratkomponenten auf. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gefüge als porphyrisch mit großen Plagioklaseinsprenglingen, die zunächst völlig albitisiert und danach weitgehend durch Chlorit und Karbonat ersetzt wurden. Die Grundmasse ist hyalopilitisch mit Plagioklasmikrolithen in einer erzeichen, opaken Glasmatrix.

In den Mandelräumen kristallisieren entweder wolkig auslöschender Quarz oder Karbonate, die von einem schmalen Chloritsaum umgeben werden. Außerdem finden sich auch reine Chloritfüllungen. Dünne Erzhüllen umschließen die Mandeln. Häufig lassen sich kleine Kanäle beobachten, die Mandeln gleicher Zusammensetzung verbinden.

Von besonderem Interesse ist die Zwischenmasse der Agglomerate. Wir finden einen schwarzbraunen Glasstaub mit reichlich Erz, eingeschlossen darin Mineraleinsprenglinge – meist umgewandelte Feldspäte –, Lavabruchstücke gleicher Zusammensetzung wie die Agglomeratkomponenten und als Hauptanteil breit-

gedrückte, poröse Schmelzfetzen, deren Hohlräume längsdeformiert und verbogen sind, wodurch eine Paralleltexur entsteht (s. Taf. V Abb. 11). Die Hohlräume enthalten Chlorit, die umhüllende Matrix besteht ebenfalls aus Chlorit und Erz. Je stärker die Schmelzfetzen breitgedrückt sind, umso stärker sind die Hohlräume längsgezogen. Das ändert sich je nach Pressungsgrad auch innerhalb eines Schmelzfetzen. So bleiben die Hohlräume im Druckschatten eines Plagioklaseinsprenglings kreisrund, während sie gleich daneben zu langen Spindeln ausgezogen erscheinen. Die Paralleltexur ist demnach nicht die Folge einer Fließbewegung, sondern die Folge einer Pressung der noch plastisch verformbaren Schmelzfetzen durch die auffallenden Agglomeratbomben.

Nach dieser über 50 m mächtigen wechselnden Folge mit Laven, Agglomeraten und Tuffiten treten die Vulkanite zurück und es überwiegen nun im Profil bis in etwa 1200 m Höhe marine Sedimente mit plattigen Kalken. Tuffitische Zwischenlagen wechseln mit den Kalken und besonders auffällig sind Kalkbänke mit Lappillilagen. Eingebettet in das Kalksediment liegen dicht an dicht zentimetergroße Basaltlapilli, die ähnliche Zusammensetzung und Struktur aufweisen, wie die tiefer liegenden Agglomeratkomponenten. Der Einfluß mariner Sedimentation hält nicht lange an und es folgen wieder vulkanische Serien, zunächst nur mit Tuffiten, über die sich dann mächtige Agglomerate legen.

Ein rascher Fazieswechsel macht es unmöglich, für die einzelnen Schichtglieder Mächtigkeiten anzugeben. So sind die Tuffite am Alaça-Rücken etwa 300 m mächtig und die Agglomerate darüber etwa 100 m mächtig; im Erikbeli-Tal nördlich davon keilen die Tuffite völlig aus und wir finden über 300 m mächtige Agglomerate. Umgekehrt ist es im Kiras-Tal westlich vom Alaça-Rücken: hier ist keine Spur von Agglomeraten mehr zu sehen, die ganze Serie ist tuffitisch ausgebildet.

Die graugrünen, kompakten Tuffite setzen sich vorwiegend aus Kristallsplittern und kleinen Gesteinsbruchstücken zusammen mit wechselnden Anteilen karbonatischen Sedimentmaterials. Innerhalb der einzelnen Tuffitbänke läßt sich häufig ein „graded bedding“ beobachten, das heißt, es erfolgte eine Korngrößensortierung mit abnehmender Korngröße vom Liegenden zum Hangenden.

Die Agglomerate sind im Gelände um Kürtün das morphologisch auffälligste Schichtglied. Sie bilden besonders im Erikbeli-Tal senkrechte Wandfluchten und steile Felszacken. Die Mineralzusammensetzung der überwiegend basaltischen Agglomeratkomponenten ist wiederum sehr einheitlich. Wir finden als Einsprenglinge nur basische Plagioklasse (An_{70}) mit würfeligem Habitus und maximal 5 mm Kantenlänge. Die entglaste Chlorit- und Erzreiche Grundmasse enthält Plagioklasmikrolithen und ist durchsetzt von kleinen Chlorit- und Quarz-gefüllten Mandeln.

Zwischen die Agglomerate und dem Dazit, der in 1550 m Höhe über der unteren basischen Serie folgt, schalten sich nochmal grüne Tuffite ein, denen auffällig rote Kalke mit Inoceramenschalenreste zwischengelagert sind. Demnach gehört dieser hangende Teil der unteren basischen Serie bereits der Oberkreide an. Die Gesamtmächtigkeit der unteren basischen Serie beträgt am Alaça-Dag etwa 600 m.

4.24 Das Profil des Çit-Tales

Je weiter man im Profil durch das Ostpontische Gebirge nach Süden kommt, desto stärker wird der Einfluß mariner Sedimente innerhalb der vulkanischen Serien. So ist von der unteren basischen Serie im Çit-Tal nur mehr der liegende Teil rein vulkanisch ausgebildet. Wir finden Basaltagglomerate, Basalt-Sills und -Dykes. Darüber folgen Andesite als Brockenlaven mit zahlreichen zwischengelagerten Tuffitbänken. Die pyroklastischen Sedi-

mente vermischen sich im Hangenden mehr und mehr mit Kalkmergeln, die bereits der Oberkreide angehören. In der Oberkreide bis ins Tertiär hinein überwiegen dann die Kalkmergel.

4.3 Der Dazit

Das magmatische Geschehen am Ende der Oberkreide wird im gesamten Ostpontischen Gebirge von einem mächtigen Dazit-Vulkanismus beherrscht, in dessen Nachphase die wichtigsten Lagerstätten der Ostpontischen Erzprovinz entstanden. Der Dazit läßt sich stets in derselben Oberkreidestufe über 300 km entlang der Schwarzmeerküste in einem bis zu 70 km breiten Streifen nachweisen. Das entspricht einer Flächenausdehnung von 15 000 bis 20 000 km². Es handelt sich dabei nicht um einen einzigen großen Deckenerguß, sondern um mehrere Lavaströme längs verschiedener, tektonisch orientierter Eruptionsspalten, in denen auch stockförmige Dazitmassen auftreten.

Ignimbrite im Sinne der Definition von MARSHALL (1935) konnten bisher außer in einem kleinen lokalen Vorkommen bei Murgul nicht beobachtet werden; es handelt sich stets um echte Ergußblaven, wie aus dem Zusammenhang von Lavadecken und Effusionsspalten eindeutig hervorgeht.

Im Harşit-Tal finden wir mehrere durch Erosion oder Tektonik getrennte Dazitkomplexe, die nun im einzelnen beschrieben werden sollen. Die damit verknüpften Lagerstätten seien anschließend im Zusammenhang behandelt.

4.31 Die Dazidecke bei Inköy

Neben einem kleinen Vorkommen von silifiziertem Dazit an der Mündung des Harşit-Flusses ist die Dazitdecke von Inköy das erste größere zusammenhängende Dazitvorkommen auf der westlichen Seite des Harşit-Tales. Über eine Fläche von 10 km² wurde die Dazitdecke durch die Kartierung nachgewiesen. Ihre Ausdehnung nach Westen ist unbekannt. Nach Süden und Osten wird sie durch einen Erosionsrand begrenzt, im Norden setzt die Decke an einer Bruchlinie ab. Das Liegende bilden basaltische Agglomerate der unteren basischen Serie.

Die Mächtigkeit des Dazites beträgt im Süden mindestens 300 m, über eine Strecke von 3 km nach NE reduziert sich die Mächtigkeit auf 50 m. Damit verbunden ist eine Auflösung der Decke in mächtige Schollen. Auch das Gefüge ändert sich mit abnehmender Mächtigkeit. Während wir im Süden keine makroskopisch ausgeprägte Textur vorfinden, fällt im NE sofort eine Fließtextur des Dazites auf. Sie ist besonders nahe der Oberfläche der Decke besonders deutlich. So bekommen wir das Bild einer nach NE hin zunehmend zäheren Lavamasse, womit sich das äußere Ende der Lavadecke ankündigt. Die Eruptionszone wäre demnach im SW gelegen. Auf diese Eruptionszone weist auch eine Zone starker Brekzierung, Silifizierung und Kaolinisierung des Dazites bei Yalç im SW-Teil der Dazitdecke hin. Die außerhalb dieser Zone liegenden Teile der Dazitdecke wurden von diesen Umwandlungen nicht betroffen.

Das mikroskopische Bild des unzersetzen Dazites zeigt ein porphyrisches Ergußgestein mit großen Einsprenglingen von Quarz, Plagioklas und Hornblende in einer mikrokristallinen Grundmasse aus Quarz, Feldspat und Serizit (s. Taf. VI Abb. 12).

Die Volumenanalyse ergibt im Durchschnitt:

Einsprenglinge Quarz	10
Plagioklas	19
(An ₆₀ -An ₄₅)	
Hornblende	2
± Kalifeldspat, Biotit, Pyroxen	
Grundmasse	68
(Quarz, Plagioklas (z. T. Albit), Kalifeldspat, Erz, Apatit, Zirkon, Topas, Zeolith, Serizit, Kaolinit)	

Die Hauptgemengteile: Die ideale Kornform der *Quarzeinsprenglinge* im Dazit ist das Dihexaeder der Hochtemperaturform mit gerundeten Kanten. Diese Kornform wird auf verschiedene Weise stark abgewandelt:

Wenn sich zwei Kristallindividuen aneinanderlegen und gleichförmig weiterwachsen, entstehen häufig eckige Buchten, in denen Grundmasse eingeschlossen wird.

Ferner kann ein gelappter Außensaum durch rasches Wachstum entstehen. Hierbei werden nur die Kristallkanten voll ausgebildet und die Kristallflächen skelettartig angelegt. Bei normalem Weiterwachsen bleiben dann zonar angeordnete Grundmasseeinschlüsse im Kristall zurück.

Ebenso wird eine lokale Wachstumsbehinderung durch Anlagerung von Fremdkristallen – vor allem Plagioklasleistchen mit der (010)-Fläche – hervorgerufen. Diese Anlagerungen werden entweder Umwachsen oder in tiefen, nach außen offenen Buchten eingeschlossen.

Durch Abplatzen von einzelnen Splittern, besonders bei rascher Abkühlung, bilden sich flache konkave Buchten am Ausgangsquarz und entsprechend konvexe Formen an den Quarzsplittern.

Schließlich wird die ideale Kornform auch durch Resorption verändert, die besonders von Spaltrissen ausgeht und tiefe Korrosionsschläuche schafft.

Während die ersten drei formveränderten Einflüsse – gemeinsames Wachstum zweier Individuen, rasches Wachstum und Wachstumsbehinderung durch Anlagerung fremder Kristalle – mehr im abyssischen Bereich wirksam sind, erfolgt Zersplitterung und Resorption erst im hypabyssischen und vulkanischen Niveau.

In der Grundmasse ist der Quarz der vorherrschende Bestandteil. Er zeigt verschwommene, granoblastische Struktur und ist durch zahlreiche Fremdeinschlüsse stark getrübt. Jünger als diese Quarzgeneration ist ein klarer Tiefquarz mit Pflasterstruktur in kleinen Gängen oder Aggregaten. Auch sphärolitische Gebilde wahrscheinlich aus Quarz und Feldspat bestehend sind häufig in der Grundmasse zu beobachten.

Die *Plagioklase* sind als Einsprenglinge idiomorph leistenförmig ausgebildet. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen An₆₀ und An₄₅ und liegt im Durchschnitt bei An₅₅; das entspricht einem sauren Labrador.

Die Verzwillingung ist recht unterschiedlich: manche Kristalle sind in dichten Lamellen nach dem Albitgesetz verzwillingt, andere weisen nur eine Zwillingssebene nach dem Karlsbader Gesetz auf. Die Kombination nach dem Albit-Karlsbadergesetz ist sehr häufig. Daneben finden sich auch Zwillinge nach dem Periklin- und Manebacher Gesetz.

Alle Plagioklase zeigen einen ausgezeichneten Zonarbau und zwar eine rhythmische Folge von anorthitreichen Zonen mit anorthitäreren. Dabei ändert sich der Gesamtchemismus von anorthitreichem Kern (An₆₀ max.) nach anorthitärerem Rand (An₄₅ min.).

Nach mehrmaligem, regelmäßigem Zonenwechsel tritt nun häufig eine Störung im Zonarbau auf (s. Taf. VI Abb. 13). Tiefe Buchten greifen von einer Zone in die darunterliegenden Hüllen ein. Diese Buchten werden dann von den darüber angelegten Zonen, die gegenüber den gestörten Zonen wesentlich anorthitreicher sind,

rasch ausgefüllt, worauf das Zonarwachstum wieder ungestört in Richtung abnehmenden Anorthitgehaltes weiter läuft, bis eine neue Störung eintritt. Im Verlauf der Kristallisation können an einem Plagioklas mehrere Störungszonen nacheinander folgen. Eine Regel läßt sich nicht aufstellen, jeder Einzelkristall hat seine eigene Baugeschichte.

Diese Störungen im Zonarbau möchte ich auf magmatische Korrosion zurückführen. Der Plagioklaskristall kam im Magma in einen Bereich, im dem die zuletzt gebildeten Zonen instabil wurden, Korrosion setzte ein, bis das Gleichgewicht wieder hergestellt war. Darauf begann der Kristall weiter zu wachsen und baute neue im veränderten Medium stabile Zonen an. Dies deutet auf Strömungen – vielleicht Konvektionsströmungen – im Magma hin, die dem Kristall wechselnde physikalisch-chemische Kristallisationsbedingungen brachten.

Mit dem Zonarbau sind nicht selten feinste Flüssigkeitseinschlüsse verbunden. Sie halten sich streng an eine Zone. Häufig lassen sie sich am Grund der oben beschriebenen Störungszonen oder an Zonengrenzen mit einem sehr starken Sprung im Anorthitgehalt beobachten.

In manchen Schlfen zeigen sich die Plagioklase umgeben von einer dünnen Albithülle. Meist ist dann auch der Grundmasseplagioklas ein Albit. Es liegt nahe, daß der Plagioklas diese Albithüllen durch albitreiche Restschmelzen bekam und zwar im Moment der raschen Oberflächenerstarrung des Dazites, denn es liegen häufig entglaste Einschlüsse von Grundmasse an der durch starke Korrosion gekennzeichneten Grenze Plagioklaskern-Albithülle.

Das mikroskopische Bild des zersetzten Dazites zeigt eine weitgehende Umwandlung von Einsprenglingen und Grundmasse durch Silifizierung und Kaolinisierung. Die Grundmasse weist ein gleichkörniges, granoblastisches Quarzgefüge mit wirr eingelagerten Chlorit- und Kaolinitpseudomorphosen auf. Kaolinitpseudomorphosen nach Feldspat lassen die ursprüngliche, porphyrische Struktur nur noch undeutlich erkennen. Die Korngrenzen sind vollkommen verwischt. Aggregate aus Erz und Chlorit erweisen sich pseudomorph nach Biotit oder Hornblende. Selten findet sich noch der Rest eines Quarzeinsprenglings. Von Spalten aus greifen Karbonate verdrängend in die Grundmasse ein und bilden dort wolkige Aggregate. Eine weitere sekundäre Bildung sind die in Spalten ragenden klaren Quarzprismen.

4.32 Der Dazitdyke von Aslançik

Etwa 15 km taleinwärts kurz nach dem Ort Aslançik schneidet der Harşit-Fluß einen mächtigen Dazit-Dyke an. Dieser Dazit läßt sich 4 km entlang dem Fluß verfolgen; er reicht an der westlichen Talseite bis hinauf zum Gebirgskamm in 750 m Höhe. Nach Norden grenzt der Dazit mit einem scharfen, steilstehenden Kontakt an die Agglomerate der unteren basischen Serie. Zahlreiche gangförmige Dazitausläufer, die unmittelbar mit dem mächtigen Stock in Verbindung stehen, durchschlagen die untere basische Serie.

Die zwischen 5 und 10 m mächtigen Gänge streichen alle 120° und stehen saiger. Am westlichen Ende des Aslançik-Tales kann man in 600 m Höhe beobachten, wie die Dazitgänge in einen deckenförmigen Dazit übergehen, der konkordant der basaltischen Agglomeratserie aufliegt.

Die 120° -Richtung läßt sich auch innerhalb des mächtigen Dazit-Dykes auf Grund der Säulung noch beobachten. Die Säulen stehen senkrecht auf 120° streichenden Abkühlungsflächen. Da wir Partien mit verschiedenen Säulenquerschnitten nebeneinander finden und die Trennungsflächen wiederum 120° streichen, können wir annehmen, daß das Aufdringen des Dazites nicht ein einmaliger Akt war, sondern daß sich nach und nach immer mehr 120° streichende Gangkörper ineinanderschoben.

Eine Bündelung der Säulen ist am nördlichen Kontakt des Dazit-Dykes ausgebildet. Hier zerfallen Großsäulen mit einem Durchmesser von 50 cm in Kleinsäulen mit 5 cm Durchmesser, die gebündelt und annähernd parallel in den Großsäulen enthalten sind. Es bildeten sich wohl zuerst die Kleinsäulen, als der randnahe Dazit am kalten Nebengestein abgeschreckt wurde. Die Großsäulung ist später die Folge der langsameren Abkühlung des mächtigen Dazit-Dykes.

Im Süden geht der Dazit vom Dyke allmählich in eine Decke über. Die Decke liegt konkordant auf den hangenden Teilen der unteren basischen Serie mit roten Inoceramenkalken des Senon sowie stark silifizierten Tuffiten und Agglomeratzwischenlagen. In den Agglomeraten erscheinen zum Teil Dazitkomponenten. Die Effusion erfolgte submarin, dabei wurden die noch nicht verfestigten roten Kalke der Unterlage beim Übergleiten in die Basis der Lavadecke mit eingefaltet.

Der Übergang vom Dyke in die Decke deutet sich auch in der Säulung des Dazites an. Im Zentrum des Dykes liegen die Säulen horizontal und je weiter wir gegen den Südrand kommen, umso stärker neigen sie sich, bis dann die Säulen der Dazit-Decke schließlich senkrecht auf ihrer Unterlage stehen.

Die im Norden des Dazit-Dykes intrusiv durchschlagene Agglomeratserie läßt sich nicht ohne tektonischen Sprung mit der Kalk-Tuffit-Agglomeratfolge am Südrand verbinden. Es muß dazwischen eine größere tektonische Bruchzone liegen, die bereits vor der Dazitzufuhr aktiv war und entlang der auch der Aufstieg des Dazites erfolgen konnte.

Unter dem Mikroskop fällt gegenüber dem unzersetzten Dazit von Inköy die starke deutische Umwandlung des Dazites im Dyke auf. Die Plagioklaseinsprenglinge sind zu meist stark albitisiert und bei stärkerer Umwandlung häufig durch Karbonat-Kaolinit-Pseudomorphosen völlig verdrängt. Auch Hornblende und Biotit liegen meist nur noch pseudomorph als Aggregate von Erz, Chlorit, Kaolinit und Karbonat vor. Diese Pseudomorphosen sind besonders durch breite Opacitätsäume gekennzeichnet.

Manchmal lassen sich bei den Biotiten noch die Anfangsstadien der Umwandlung verfolgen. Zunächst verliert Biotit den starken Pleochroismus und wird farblos. Dabei ändern sich die optischen Daten in Richtung Phlogopit: n_x liegt unter 0,55, n_z wenig über 0,55. Das freigewordene Fe und Ti sammelt sich im Biotit zu strahligen Mineralaggregaten aus Titanit, Titanomagnetit und Titanoxyden. Die weitere Verdrängung durch Chlorit und Karbonat geht von den Spaltrissen aus.

Als einziges unzersetztes Mineral bleiben die großen Quarzeinsprenglinge zurück. Die Grundmasse besteht aus granoblastischem Quarz und zwischengelagertem Serizit, Kaolinit und Karbonat. Wo Feldspäte noch zu erkennen sind, liegen sie als Albit vor.

4.33 Die Dazitvorkommen südlich vom Ort Harşit

Der Dazit läßt sich im Südosten des Ortes Harşit an der östlichen Talseite nur noch in den Gipfelregionen um 1500 m in kleinen, unzusammenhängenden Vorkommen nachweisen. Die starke Talerosion hat von der ehemals vollständigen Dazitbedeckung nur noch Reste übriggelassen, die nun häufig die Gipfelaufbaue bilden. Wir finden stets nur Teile von Lavadecken, stockförmige Dazite konnten keine mehr nachgewiesen werden.

So wird der Gipfel des Keltaş (1713 m) von Dazit gebildet. Der Dazit liegt hier als 100 m mächtige Decke mit ausgezeichneter senkrechter Säulung über Spiliten und Tuffiten. Im Hangenden folgen kalkige Tuffite. An der Grenze von Dazit zu Tuffit finden sich Sulfiderzanreicherungen.

Nördlich von Kürtün liegt am Alaça-Dag ein weiteres Dazitvorkommen. Es erstreckt sich über eine größere Fläche und führt zahlreiche Sulfiderzgänge. Die Vererzung liegt in silifizierten Zonen des Dazites; die Erzgänge streichen wiederum 120° .

Östlich von Kürtün findet man den Dazit auf der Çayiryayla in 1500 m Höhe. Die Lava-decke ist hier etwa 100 m mächtig. Sie wird von roten Inoceramenkalken des Senon unter- und überlagert.

Nach Südosten zu im selben Gebirgskamm liegt an der Koryanayayla das südlichste der bisher bekannten Dazitvorkommen. Es liegt von der Küste aus entlang dem Harşit-Tal 80 km landeinwärts. Die direkte Entfernung zur Küste beträgt 50 km.

Der Dazit wird von mächtigen kalkigen Sedimenten unterlagert. Die Struktur der Decke ist nicht homogen, sondern in eine Brockenlava aufgelöst. Damit kündigt sich das Auskeilen des Dazites an. Weiter im Süden liegen in der Oberkreide nur noch kalkige und pyroklastische Sedimente. Die Dazite fehlen hier im Profil.

4.34 Die Lagerstätten im Gefolge des dazitischen Vulkanismus

Gebunden an den Dazit treten entlang dem Harşit-Fluß eine Reihe von Sulfiderzvorkommen auf. Sie entstammen kieselsäurereichen hydrothermalen Restlösungen des Dazites. Nach der genetischen Gliederung der Lagerstätten, die MAUCHER (1960) für die Ostpontische Erzprovinz entworfen hat, können wir im Zusammenhang mit dem Dazit 3 Vererzungstypen unterscheiden: Gangerze, Brekzienerze und „Grenzerzlager“.

Dem Typ der *Gangerze* gehören die schon im Altertum bekannten Lagerstätten um Fol-Maden an. KOSSMAT (1910) hat als erster diese Lagerstätten geologisch untersucht.

Die alten verfallenen Bergbaue liegen nördlich der Paßhöhe Erikbeli im Bereich des Alaça-Dag in 1300 bis 1700 m Höhe. In der Umgebung der Lagerstätte findet sich silifizierter Dazit. Die Vererzung sitzt auf 120° streichenden Gängen, die sehr absätzig und von geringer Teufenerstreckung sind. Die Haldenerze weisen reichlich Zinkblende auf, daneben Kupferkies, Pyrit und Bleiglanz. Der Bergbau kam um die Jahrhundertwende zum Erliegen, da die Vorräte erschöpft waren.

Das kleine Erzvorkommen Yalç Maden im Dazit von Inköy gehört dem Typ der *Brekzienerze* an.

Eine silifizierte und kaolinisierte Dazitbrekzie wird durch Pyriterz verkittet. Auf Klüftchen findet sich Baryt und Ankerit. Jaspilitlinsen durchsetzen das Erz. Die andernorts reichliche Kupferführung der Brekzienerze fehlt bei Yalç-Maden, es ist daher ohne wirtschaftliche Bedeutung.

Als „*Grenzerzlager*“ wird die Vererzung an der Grenze von Dazit zu hangenden Tuffiten oder Kalken bezeichnet. Die Hangendgrenze der Vererzung ist meist scharf und verläuft parallel zur Grenze Dazit–hangende Tuffite; im Liegenden gegen den Dazit kann ebenfalls ein scharfer Kontakt ausgebildet sein – so vor allem bei einer Paragenese mit „Schwarzerzen“. Weist dagegen das Grenzerzlager eine Paragenese mit „Gelberzen“ auf, so geht es im Liegenden stets in ein Brekzienerz über.

Im Keltaş-Dere westlich des Keltaş-Tepe ist in 1450 m Höhe durch alte Schurfe ein Grenzerzlager aufgeschlossen. Es handelt sich um ein massives Komplexerz mit Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Pyrit (Schwarzerz).

Das Erz zeigt ein bänderartiges Gefüge. Es liegt unmittelbar über unzersetztem Dazit in einem Relief desselben. Der Erzkörper ist etwa 30 bis 50 cm mächtig und hat flache Linsenform mit einem Durchmesser von

10 m. Im Hangenden folgt unvererzter, leicht verkieselter, heller Kalk mit Schalenresten von Inoceramen. Seitlich der Erzlinse liegt der Kalk unmittelbar dem Dazit auf.

Im äußerst schwer zugänglichen Derindere im Süden des Keltaş-Tepe liegt in 1280 m Höhe das Erzvorkommen Keltaş-Süd. Ein Schemaprofil durch die Lagerstätte vom Liegenden zum Hangenden zeigt folgende Gliederung:

Das Liegende ist frischer, leicht pyritimprägnierter Dazit. Darauf folgt eine 5 m mächtige Übergangszone. Die porphyrische Struktur des Dazites verschwindet mehr und mehr, die Pyritisierung nimmt zu und damit gleichlaufend tritt eine Verkieselung ein.

Die folgende, ebenfalls etwa 5 m mächtige Zone ist sehr reich an Pyrit. Sie ist durch Oxydation so stark umgewandelt, daß die ursprüngliche Zusammensetzung nicht mehr studiert werden kann.

Über dieser pyritreichen Zone überwiegt in den nächsten 10 m die Zinkblende und zwar in einer wechsellagernden Folge im Zentimeter- bis Dezimeterbereich von karbonatreichen Tuffiten und Zinkblendelagen.

Die Erzlagen sind den Tuffiten schichtparallel eingelagert; ab und zu läßt sich auch Kreuz- und Schrägschichtung beobachten.

Die obersten Partien von dieser Schichtfolge sind von besonderem Interesse, sie geben einen wertvollen Hinweis zur zeitlichen Einstufung der Erzzufuhr. Hier sind die Schichten zusammen mit leicht verkieselten Kalken, die im erzfreien Hangenden folgen, stark verfaltet. Nicht tektonische Faltung liegt vor – wie ungestörte Schichtung im Liegenden und Hangenden der verfalteten Lagen zeigen – sondern submarine Gleitfaltung, die vermutlich durch vulkanische Bodenunruhen ausgelöst wurde (s. Abb. in MAUCHER, 1960).

Damit erweist sich nach MAUCHER die Erzzufuhr als gleichalterig mit der Ablagerung der Tuffite, denn Erz und Tuffit wurden in unverfestigtem und beweglichem Zustand bereits miteinander verfaltet.

Auch das erzmikroskopische Bild weist nach MAUCHER auf eine primäre Vermischung von Erz und Tuffit hin. Die Zinkblende zeigt kolloidale Umrißformen und zahlreiche Einschlüsse von Tuffit. Kupferkies entmischte sich aus dem ehemaligen Sulfidgel in Form feinsten Tröpfchen, die in wolkigen Anreicherungen im Zentrum der Zinkblendekörner konzentriert sind. Verdrängungsstrukturen von Erz gegen das Nebengestein sind nicht zu beobachten.

Die Zufuhr der kieselsäurereichen Restlösungen und der sulfidischen Erzlösungen ist somit eng mit dem dazitischen Vulkanismus der Oberkreide verbunden und die Mineralisation gehört der Endphase dieses magmatischen Geschehens an. So folgten auch die Minerallösungen denselben 120° streichenden tektonischen Leitlinien, die von den Vulkaniten bereits als Zufuhrwege vorgezeichnet waren.

War den Lösungen kein Weg zum Ausbreiten gegeben, so haben sich die Erze vorwiegend in den tieferen Partien des Dazites in Form von *Gängen* ausgeschieden. Diese Gänge sind durch stark wechselnde Mineralführung und Mächtigkeit gekennzeichnet. Waren dagegen durch starke Klüftigkeit des Dazites – nach MAUCHER (1960) Abkühlungsklüfte oder Schlotbrekzien – Wege zum Ausbreiten frei, so kam es zu einer metasomatischen *Brekzienvererzung*. Die ursprünglich mechanische Anlage der Klüftung oder Brekziierung wurde von den Minerallösungen auf chemischem Wege fortgeführt und so der Raum geschaffen, in dem sich die Minerale ausscheiden konnten.

Fanden die Erzlösungen submarin exhalativ einen Weg in den freien Meeresraum, so konnten sich die Erze unter günstigen Bedingungen am Meeresboden in wannenartigen Vertiefungen anreichern, es entstanden die *Grenzerzlager*. Das Erz wird dann stets mehr oder weniger mit Tuffit vermischt sein, und sedimentäre Gefüge werden wie im Tuffit auch im Erz zu erkennen sein.

4.4 Die obere basische Serie

Die über dem Dazit folgenden vulkanischen Gesteine, die wiederum basischen Charakter zeigen, werden im Gegensatz zur unteren basischen Serie als die obere basische Serie bezeichnet. Der basische Vulkanismus setzt vermutlich noch in der Oberkreide ein und reicht bis über das mittlere Eozän, das durch Nummuliten und Assilinen nachgewiesen ist, in das Tertiär hinein.

Die Entwicklung der oberen basischen Serie verläuft im nördlichen Abschnitt des Gebirges von Tholeiitbasalten zu Spiliten, im Südteil liegen dagegen mächtige Andesite in der oberen basischen Serie.

Der nördliche Anteil ist entlang dem Harşit-Tal nur sehr spärlich erhalten. Über dem Dazit von Inköy liegen olivinfreie Basaltagglomerate und Tuffite.

Der südliche, andesitische Teil der oberen basischen Serie ist nahe Torul in den Seitentälern des Harşit-Flusses in besonders mächtiger Folge aufgeschlossen. Die in diesem Gebirgsabschnitt höchsten Gipfel mit nahezu 3000 m Höhe am Gavur-Dagi werden von Andesit gebildet.

Im Çit-Tal liegen 1000 m mächtige Andesite. Im Liegenden wechseln hier Lavalagen und Tuffite, die eine eozäne Nummulitenfauna enthalten. Wir finden wechselnd Pyroxenandesite und Hornblendeandesite.

Die Pyroxenandesite enthalten als Einsprenglinge diopsidischen Augit und völlig uralitisierte Orthopyroxene. Die Plagioklaseinsprenglinge entsprechen einem basischen Andesin. In der pilotaxitischen Grundmasse liegen Plagioklasmikrolithen. Zwischen den Mikrolithen sind die Zwickelräume mit wolkig trübem Quarz, Serizitschüppchen und Erz gefüllt.

Die Hornblendeandesite weisen ebenfalls ausgezeichnetes porphyrisches Gefüge auf. Die langsäuligen Hornblendeeinsprenglinge sind parallel eingeregelt. Die Plagioklaseinsprenglinge folgen ebenfalls der Parallelregelung. Der An-Gehalt der Plagioklase entspricht einem Andesin. Die Plagioklase sind meist stark serizitisiert. Pyroxen findet sich nur selten, er ist meist stark zersetzt. Das Gefüge der Grundmasse ist pilotaxitisch und etwas quarzreicher als die Grundmasse der Pyroxenandesite. Akzessorisch tritt reichlich Apatit auf.

Am genauesten ist bisher die obere basische Serie im Raume von Murgul durchforscht. Es finden sich dort in einer wechselnden Folge von Tuffiten, Agglomeraten und Laven: Tholeiitbasalte, Spilite, Keratophyre, Quarzkeratophyre. Aus den Tuffiten hat MAUCHER (1960) eine Reihe sehr vielfältiger Bilder von submarinen Gleitungen und Verfaltungen bekannt gemacht.

Im Hinterland von Giresun fand SCHULTZE-WESTRUM in der oberen basischen Serie „Diabasspilite“, „Keratophyrspilite“ und Andesite.

4.5 Der Granodiorit

Nachdem das magmatische Geschehen bis ins Tertiär hinein durchweg vom Vulkanismus beherrscht war, folgte im Tertiär die Intrusion eines Granodiorites. Da im Çit-Tal bei Torul die eozänen Nummulitenschichten vom Granodiorit kontaktmetamorph verändert wurden, mußte die Intrusion posteozen erfolgt sein. Dieser Befund stimmt mit den Beobachtungen von GATTINGER (1959) überein, der im östlichen Gebirgstail bei Hart ebenfalls

Kontakte an Eozänschichten fand. Das Intrusionsniveau lag sehr oberflächennah, da sich in der Randzone der Granodiorite häufig ein Übergang von der Tiefenfazies in eine porphyrische Randfazies beobachten läßt. Vermutlich intrudierten die Granodiorite lakolithartig an den Grenzen von kristallinem Unterbau zu jungvulkanischem Oberbau. Die Oberseite der Intrusivkörper ist meist flach gewölbt; sie dringen im allgemeinen nicht höher als bis zu den Massenkalken des Jura in die überlagernde Schichtfolge ein. Nur dort wo die Intrusion stark diskordant in den Schichtverband erfolgt, reichen gangförmige Apophysen der Granodiorite bis in das Niveau der Eozänschichten (im Çit-Tal).

Folgende Granodioritvorkommen finden sich von Nord nach Süd entlang dem Harşit-Tal (aus den Höhenangaben lassen sich keine Mächtigkeitswerte entnehmen, da das Liegende nicht erschlossen ist, sie geben nur an bis in welche Höhen die Granodiorite an den Talflanken aufgeschlossen sind):

- 1. Bei Igmur
Etwa 3 km nördlich von Igmur beginnen Granodioritporphyre. Sie reichen bis zu 150 m Höhe über die Talsohle. Nach Süden über Igmur hinaus gehen sie allmählich in die Tiefenfazies der Granodiorite über. Bei Kozköy finden wir bereits reine Granodiorite.
- 2. Südlich von Ort Harşit
Ein mächtiger Granodiorit-Komplex erstreckt sich südlich des Ortes Harşit bis zum Ort Törnük. In einer 15 km langen Schlucht durchschneidet der Harşit-Fluß den Granodiorit. Entlang den Talhängen läßt sich der Granodiorit im Norden bis in 1500 m Höhe verfolgen, hier geht er in eine porphyrische Randzone über. Nach Süden zu fällt der Intrusivkörper flach ein und verschwindet nach einem kleinen Aufbruch an der Schule Törnük unter der Talsohle.
- 3. Bei Taşlica
Nur wenige Kilometer von Törnük flußaufwärts reicht südöstlich einer mächtigen Verwerfung bei Çatalkaya der Granodiorit am Talgehänge wieder bis in 1000 m Höhe hinauf. Entlang dem Fluß läßt sich der Granodiorit über Taşlica hinaus bis zum Kizilotderese 10 km weit verfolgen.
- 4. Bei Kürtün
Im Verhältnis zu den beiden Granodioritgebieten von Harşit und Taşlica ist die Ausdehnung des Granodiorites bei Kürtün und der südöstlich folgenden Vorkommen sehr klein. So erreicht der Granodiorit bei Kürtün nur mehr eine Aufschlußlänge von 2 km und eine Aufschlußhöhe von 200 m über der Talsohle.
- 5. Bei Karacukur: ein kleines Vorkommen
- 6. Bei Silve: 3 km Aufschlußlänge, 400 m Aufschlußhöhe
- 7. Bei Torul: mehrere kleine Vorkommen.
- 8. Im Çit-Tal bei Avlyana und im Manastir-Tal finden sich stockförmige Granodioritaufbrüche.

Da alle diese Granodioritvorkommen das gleiche makroskopische und mikroskopische Bild aufweisen und die Ausbildung der Randzonen sowie der Kontakterscheinungen ebenfalls stets das gleiche Bild ergeben, können wir annehmen, daß es sich um einen einheitlichen Intrusionsvorgang gehandelt hat.

4.51 Die Tiefenfazies des Granodiorites

Die Tiefenfazies wird von einem mittelkörnigen Hornblende-Granodiorit gebildet. Die durchschnittlichen Volumenprozente der Hauptgemengteile sind:

Quarz	30,5%
Plagioklas.	30,7%

Orthoklas	25,5 %
Hornblende	11,5 %
Biotit.	2,6 %

Akzessorien: Titanit, Apatit, Zirkon, Erz.

sekundär: Epidot, Chlorit, Serizit.

Der Kalifeldspatgehalt geht stellenweise bis auf 0 herunter, so daß aus dem Granodiorit ein Quarzdiorit wird. Das Gefüge ist regellos körnig. Nur in randnahen Partien finden wir manchmal Parallelregelung der stengeligen Hornblenden. Die Mineralkörner sind hypidiomorph bis xenomorph entwickelt.

Der *Quarz* ist stets xenomorph. Undulöse Auslöschung und feine parallele Lamellensysteme („Böhmsche Streifung“) sowie kataklastische Ränder zeigen eine Druckbeanspruchung der Körner an. Da der Intrusivkörper von außen nur durch Bruchtektonik beansprucht wurde, müssen die Quarzkörner einem inneren – im Pluton selbst entstandenen – Stress ausgesetzt gewesen sein. Graphische Verwachsung von Quarz mit Feldspäten – sowohl Kalifeldspat als auch Plagioklas – findet sich bevorzugt in den randnahen Zonen.

Die *Plagioklase* sind meist hypidiomorph, zum Teil aber auch idiomorph ausgebildet. Der Anorthitgehalt der Plagioklase wechselt sehr stark. Im Zentrum der großen Intrusivmassen liegt der Anorthitgehalt zwischen 50 % und 40 %, gegen die Randzonen hin nimmt der Anorthitgehalt stetig ab, bis in einer hololeukokraten Randfazies nur noch Albit erscheint. Zonarbau ist besonders bei den basischen Plagioklasen sehr ausgeprägt; seltener finden sich zonar angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse. Man kann ähnliche Störungen durch magmatische Korrosion im Zonarbau beobachten, wie sie bei den Daziten schon beschrieben wurden. Enge polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albit-Karlsbader-Gesetz ist für alle Plagioklase charakteristisch. Die Plagioklase werden vom Kern her sehr leicht sekundär umgewandelt. Wir finden als Umwandlungsprodukte Epidot und Serizit.

Der *Kalifeldspat* liegt xenomorph zwischen den Plagioklasen. Häufig umwächst er die Plagioklase. Myrmekitische Verwachsungen mit Plagioklas sind selten. Stets sind die Kalifeldspäte von feinen Perthitadern durchzogen.

Die grüne *Hornblende* ist langprismatisch ausgebildet. Durch randliche Resorption und zahlreiche Einschlüsse ist die Kornform oft nur skelettartig erhalten. Anlagerung von Biotitplättchen an die Prismenflächen der Hornblende deuten auf eine magmatische Ausscheidungsfolge hin.

Die *Biotite* sind stark ausgebleicht. Der primäre Titangehalt zeigt sich in körnigen Titanaggregaten, die in den gebleichten Biotiten eingeschlossen sind. Häufig sind die Biotite in Chloritpseudomorphosen umgewandelt.

Unter den Akzessorien ist besonders der *Titanit* sehr verbreitet. Er tritt einmal in hypidiomorphen Körnern im primären Mineralbestand auf und außerdem in körnigen Aggregaten als Umwandlungsprodukt des Biotites.

Apatit ist langstengelig entwickelt und findet sich meistens in und um die mafischen Minerale.

Zirkon tritt seltener auf, er ist idiomorph ausgebildet.

4.52 Aplitische Gänge

In der Tiefenfazies der Granodiorite erscheinen gelegentlich aplitische Gänge mit leukokraten feinkörnigen Gesteinen, die in scharfen oder schlierenförmigen Gangformen den

Granodiorit durchziehen. Die Mächtigkeiten liegen im allgemeinen im Dezimeterbereich, nur Schlierengänge können Meterdurchmesser erreichen.

Der Mineralbestand wird von Quarz und perthitreichem Kalifeldspat beherrscht; der Plagioklas (Oligoklas) tritt stark zurück. Von den Mafiten findet sich nur ab und zu Biotit, Hornblende fehlt. Akzessorisch kommen Apatit und Titanit vor. Die Volumenprozte des Mineralbestandes eines aplitischen Ganges bei Harşıt:

Quarz	44 %
Kalifeldspat	41 %
Plagioklas.	15 %

Das Korngefüge ist regellos, gleichkörnig und panxenomorph. Quarz und Kalifeldspat weisen häufig graphisches Implikationsgefüge auf. Zwischen Kalifeldspat und Plagioklas kommt es zu myrmekitischen Verwachsungen.

4.53 Lamprophyrische Gänge

Die aplitischen Gänge werden von jüngeren lamprophyrischen Gängen geschnitten. Die lamprophyrischen Gänge sind schwarzgraue bis schwarzgrüne Ganggesteine. Die Gänge sind meist unregelmäßig begrenzt und manchmal durch ein schmales Salband mit dem Granodiorit verbunden. Die Mächtigkeiten liegen zwischen Dezimeter und Meter; oft zweigt ein schmales Gangtrum vom Hauptgang ab und endet nach einigen Metern im Granodiorit.

Das Gefüge der lamprophyrischen Gänge ist porphyrisch mit Intersertalstruktur in der Grundmasse. In manchen Gängen fehlen die Einsprenglinge und die Intersertalstruktur ist durch größere Feldspatleistchen stärker ausgeprägt.

Der Mineralbestand gliedert sich in primäre magmatische Bildungen mit albitreichem Plagioklas und Pyroxenen und in deuterische Umwandlungen und Neubildungen, die die ursprüngliche Mineralzusammensetzung stark verwischen.

Bei den porphyrischen Variationen finden sich Oligoklaseinsprenglinge in einer Grundmasse aus regellos verschränkten Albitleisten. Die Pyroxene sitzen, von den deuterischen Umwandlungen nur noch reliktilsch erhalten, in den Zwickelräumen.

Ebenso wurden die Plagioklaseinsprenglinge von den deuterischen Umwandlungen erfaßt und teilweise serizitisiert sowie epidotisiert. Die Zwickelräume sind weiterhin mit Chlorit, Erz und Karbonat gefüllt; Karbonate greifen außerdem in größeren Flächen über das gesamte Gefüge hinweg.

Die lamprophyrischen Gänge ohne Einsprenglinge haben nur Albit in Form verschränkter Leistchen. In den Zwickelräumen liegen stark zersetzte Pyroxene und deuterische Minerale wie Chlorit (Pennin), Karbonat und Erz.

4.54 Randfazies des Granodiorites

Die Randzonen sind verschiedenartig ausgebildet. Wir können mehrere Entwicklungen beobachten. Als Beispiel sei der Granodiorit von Harşıt herangezogen.

Im Süden bei Törnük finden wir einen Übergang von der Tiefenfazies in die Randzone mit einem körnigen, hololeukokraten Quarzalbitit, der gegen den Kontakt hin in ein weißes

porphyrisches Gestein mit einzelnen Quarz- und Plagioklaseinsprenglingen in einer felsitischen Grundmasse übergeht. Diese Randzone ist insgesamt etwa 200 m mächtig. Nach Norden zu reicht die Tiefenfazies in der Dachregion des Intrusivkörpers bis an die Kontaktzone. Hier fehlt eine eigene Randfazies. Nördlich von Harşit können wir im Granodioritaufbruch von Kozköy, der sicher mit dem Granodiorit von Harşit in unmittelbarer Verbindung steht, beobachten, wie aus der Tiefenfazies allmählich ein Granodioritporphyrit entsteht, der bei Igmur mehrere 100 m mächtig wird. Äußerlich unterscheidet sich der Granodioritporphyrit in nichts vom frischen Dazit der Oberkreide, mit dem er auch häufig wechselt wurde.

Allen diesen Randentwicklungen der Granodiorite ist ein sehr hoher Kieselsäure- und Na-Anteil gemeinsam.

4.541 *Quarzalbitit*

Quarz und Albit bilden ein hololeukokrates, mittelkörniges Gestein mit panxenomorphem Gefüge (s. Taf. VI Abb. 14).

Die Volumenanteile der beiden Komponenten:

Quarz	42 %
Albit	58 %

Der Übergang von Quarzalbitit gegen eine randliche, porphyrische Ausbildung vollzieht sich allmählich; das Gefüge wird zunächst serialporphyrisch, es beginnen sich Einsprenglingskristalle von Quarz und Albit in einer relativ grobkörnigen Grundmasse herauszubilden. Im Endstadium liegen die Einsprenglinge in einer mikrogranitischen Quarz-Feldspat-Grundmasse. Die Kornform der Quarze ändert sich bei diesem Übergang von xenomorph im Quarzalbitit über kugelig-hypidiomorph im serialporphyrischen Stadium zu kurzprismatischen Dihexaedern im porphyrischen Stadium.

4.542 *Granodioritporphyr*

Der Übergang von der Tiefenfazies des Granodiorites unmittelbar in eine porphyrische Randzone vollzieht sich ebenfalls stetig. Die Granodioritporphyre sind im Handstück von den übrigen weißen Randgesteinen durch ihre graue Farbe unterschieden. Große idiomorphe Quarzdihexaeder wittern an der Oberfläche heraus.

Im Schliff erweist sich das Gestein als stark zersetzt. Die Plagioklase sind völlig in ein Gewirr von Serizit, Chlorit und Karbonat umgewandelt. Auch Epidotisierung der Plagioklase tritt auf. Die ehemals mafischen Einsprenglinge Hornblende und Biotit liegen nur noch als Pseudomorphosen mit Chlorit, Erz, Apatit und Zirkon vor. In der Grundmasse sind Quarz und Feldspat granophyrisch verwachsen. Chloritisierung und Karbonatisierung haben auch die Grundmasse stark erfaßt.

4.55 Die Kontakterscheinungen am Granodiorit

Der Granodiorit ist von einer mehr als 200 m mächtigen Kontaktzone umgeben. In den Bereich der Kontakte gerieten vor allem Gesteine der unteren basischen Serie und die

Massenkalke des Jura. Die basischen Vulkanite wurden in Hornfelse und die Kalke in Marmor umgewandelt. Außerdem erfolgte stellenweise eine starke Silifizierung und Pyritisierung der Kontaktgesteine.

Die Hornfelse sind dichte schwarze Gesteine; manchmal führen sie im Handstück schon auffallende, große Plagioklasleisten. Es treten Hornblende-Biotit-Hornfelse und Hypersthen-Hornblende-Biotit-Hornfelse auf, die alle einen albitreichen Plagioklas führen. In den kontaktfernen Bereichen ist das Gefüge der Vulkanite meist noch gut erhalten. Nahe dem Kontakt herrscht das hornfelsische Gefüge vor.

Die Kalke wurden in weißen, stellenweise noch gebänderten Marmor umgewandelt. Kam der Kalk mit dem Granodiorit unmittelbar in Berührung, so entstanden ausgedehnte Skarne mit Granat (Andradit und ausnahmsweise ein Titangranat), Tremolit, Diopsid, Epidot, Magnetit, Kupferkies, Pyrit.

Der Kontakt Granodiorit zu Hornfels ist sehr wechselhaft ausgebildet; wir finden scharfe Grenzen zwischen beiden Gesteinen, und nur wenige Meter weiter kann der Übergang ganz allmählich auf dem Weg einer schrittweisen Assimilation erfolgen.

In den Dachregionen tritt am Kontakt auch Brekzierung der Hornfelse auf. Zwischen die Brekzierteile dringt mikrogranitisches Material ein und die Hornfelse werden als Xenolithe im Granodiorit aufgenommen und assimiliert. Dabei kann man alle Stufen der Assimilation vom scharf begrenzten Brekzienstück bis zum nebelhaften Putzen beobachten. Die Mineralzusammensetzung in den letzten nebelhaften Resten der basischen Xenolithe entspricht völlig der Zusammensetzung des umgebenden Granodiorits. Dieser Gleichgewichtszustand wird stufenweise durch Metasomatose und nicht durch Einschmelzen der Xenolithe erreicht.

Die Assimilationskontakte finden sich nur an den Stellen, an denen die Tiefenfazies des Granodiorites unmittelbar bis an den Kontakt reicht. Wo sich porphyrische Randzonen einschalten ist der Kontakt stets durch eine scharfe Grenze gekennzeichnet.

4.56 Die Lagerstätten im Gefolge der Granodioritintrusion

Ähnlich wie in der Oberkreide im Gefolge des dazitischen Vulkanismus sulfidische Erzlagerstätten entstanden, folgt der Intrusion des tertiären Granodiorites eine Mineralisation, die im Bereich der Kontaktzone zur Sulfiderzbildung führt. Der Stoffbestand ist in beiden Fällen derselbe; Unterschiede ergeben sich nur dadurch, daß mit dem Dazit subvulkanische und vulkanische Lagerstättentypen entstehen, und der Granodiorit entsprechend dem Intrusionsniveau plutonische Lagerstättentypen bringt. Unter den plutonischen Lagerstätten finden wir entlang dem Harşit-Tal mehrere Vererzungstypen.

Verbreitet ist eine *Erzimplägnation* der Kontaktzone mit Pyrit, etwas Kupferkies, seltener Bleiglanz und Zinkblende. Stets ist mit der Erzimplägnation eine starke Silifizierung verbunden. Wirtschaftliche Mineralkonzentrationen entstehen dabei nicht.

An den Kontakten der Granodiorite zu Marmor kommt es zu *Skarnerzbildung*. Neben den silikatischen Skarnmineralien finden sich Magnetit, Hämatit und etwas Kupferkies.

Stehen die Marmore mit den Granodioriten nicht in unmittelbarem Kontakt, so schaffen sich die Erzlösungen durch *metasomatische Verdrängungen* im Marmor Platz. Je nach Entfernung vom Kontakt werden dabei höher- oder tieferthermale Erzparagenesen auftreten.

Als Beispiel einer thermalen Abfolge mögen die Erzvorkommen am Kizilaldag dienen. Die Fundpunkte sind alle entlang der Liegendgrenze massiger Kalke gebunden, die nur leicht marmorisiert sind. Im Norden bei Melek-Maden liegt unmittelbar am Kontakt Granodiorit-Marmor eine Skarnmineralisation. Darauf folgt bei Dere-Maden im Abstand von über 100 m vom Kontakt eine Erzparagenese mit Eisenglanz, Pyrit und Kupferkies. Das kontaktfernste Erzvorkommen bei Kuru-Maden führt Kupferkies, Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz.

4.6 Jüngster Vulkanismus

Das jüngste magmatische Geschehen, das postgranodioritisch im Jungtertiär und vermutlich bis ins Quartär hinein folgt, verläuft wieder vulkanisch. Diese jüngsten Vulkanite unterscheiden sich in ihrer Vergesellschaftung grundsätzlich von den mesozoischen und alttertiären Vulkaniten. Es treten Olivinbasalte, Trachyandesite, Quarztrachyte, Olivinleucitite, Leucittephrite auf.

Im Harşit-Tal ist von diesen Gesteinen nur sehr wenig aufgeschlossen. 2 km vor der Mündung durchschneidet der Harşit-Fluß einen 300 m mächtigen Dyke aus *Quarztrachyten*.

Der Dyke streicht 120° . Zu beiden Seiten des Flusses ragen die durch flachliegende Säulung gegliederten Steilwände 200 m über die Talsohle auf und bilden so eine mächtige Felspforte zum Harşit-Tal.

Das Gestein zeigt rötliche Farben. Fluidaltextur wird manchmal durch Bänderung angedeutet. Das Gefüge ist porphyrisch, kleine Einsprenglinge von Feldspat und Biotit stecken in einer felsitischen Grundmasse.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Feldspateinsprenglinge vorwiegend als Kalifeldspat. Die braunen Biotiteinsprenglinge sind von einem dunklen Erzsaum umgeben. Auch in der Grundmasse herrscht Kalifeldspat vor, er ist mit Quarz zu einem dichten Mikrolithengewirr verwachsen, in dem noch feinste Biotitschüppchen enthalten sind. Eine nachträgliche Silifizierung brachte auf Klüftchen und kleinen Hohlräumen granularen Quarz.

An der Südseite des Dykes ist das Gestein stellenweise völlig kaolinisiert. Die schneeweißen kaolinisierten Partien fallen im Gelände weithin auf.

Die Bezeichnung Quarztrachyt kann nur vorläufiger Natur sein, bis eine genaue Analyse des Gesteins vorliegt. Dieser Name wurde in Anlehnung an seinen Gebrauch in der englischen und amerikanischen Literatur (HATCH & WELLS, 1956, WILLIAMS & TURNER & GILBERT, 1958) gewählt, da das Gestein im Gegensatz zu Rhyolithen und Rhyodaziten ein starkes Übergewicht des Kalifeldspats zeigt und nie Quarzeinsprenglinge führt.

Ein weiteres Vorkommen der Quarztrachyte findet sich in einem etwa 100 m mächtigen Dyke bei Çatalkaya nahe Törnük. Der Dyke folgt einer 30° streichenden Bruchlinie, entlang der der Granodiorit über 500 m vertikal versetzt wurde. Das makroskopische und mikroskopische Bild entspricht genau dem Quarztrachyt an der Mündung des Harşit-Flusses.

Um einen Überblick in die Vergesellschaftung der jüngsten Vulkanite zu bekommen, müssen wir in die weitere Umgebung des Harşit-Tales gehen.

So finden sich östlich im Görele-Tal Olivinbasalte, die den postgranodioritischen Vulkaniten angehören.

Im Westen hat SCHULZE-WESTRUM bei Giresun junge Olivinbasalte und Trachyandesite gefunden.

Von Trabzon sind schon seit dem vorigen Jahrhundert (LACROIX, 1899) Olivinleucitite und Leucittephrite bekannt, die ebenfalls dem jüngsten Vulkanismus angehören.

4.7 Die räumliche und zeitliche Folge der magmatischen Gesteine

Im Schemaprofil (siehe Abb. 3) wird deutlich, daß die Zufuhr der magmatischen Gesteine bevorzugt im Nordteil des Gebirges erfolgt und daß nach Süden zu sich immer mehr marine Sedimente in die Schichtfolge der vulkanischen Gesteine einschalten. Es bleibt jedoch immer nur ein flaches Übergreifen des Meeres vom südlich gelegenen Tethystrog her, zu einer Geosynklinalentwicklung kommt es nicht.

Die räumliche Kulmination der Granodioritintrusion folgt dem Mittelteil des Gebirges.

Die zeitliche Folge des magmatischen Geschehens läßt sich in drei Zyklen unterteilen: Der erste Zyklus beginnt im Jura mit Tholeiitbasalten. Der basaltische Vulkanismus hält durch die Unterkreide hindurch bis in die Oberkreide an. Zu den Basalten gesellen sich Spilite und Keratophyre. Im Senon folgen Dazite, die eine kieselsäurereiche Nachphase mit Sulfiderzlösungen bringen. Damit endet der erste Zyklus.

Der zweite Zyklus beginnt in der Oberkreide und reicht bis ins Tertiär hinein. Zunächst werden wieder Tholeiitbasalte, Spilite, Keratophyre und Quarzkeratophyre gefördert. Im Südteil des Gebirges treten als intermediäre Glieder Andesite auf. Posteozen wechselt der effusive Vulkanismus in intrusiven Plutonismus, und Granodiorite dringen vermutlich lakkolithartig in den Schichtverband ein. Auch hier folgt eine kieselsäurereiche Nachphase mit Sulfiderzlösungen. Damit endet der zweite Zyklus.

Im dritten Zyklus verläuft das magmatische Geschehen wieder effusiv. Im Jungtertiär und Quartär werden Olivinbasalte, Trachyandesite, Quarztrachyte, Olivinleucite und Leucittephrite gefördert. In diesem Zyklus herrscht K-Vormacht.

Während die Gesteine der ersten beiden Zyklen bei einer Abfolge von basisch nach sauer einen auffälligen Na-Reichtum zeigen, wird der Chemismus der Vulkanite des dritten Zyklus durch K-Vormacht bestimmt. Der Gedanke liegt nahe, daß die ersten beiden Zyklen sich auf dem Weg der Differentiation aus ein und demselben Stamm-Magma ableiten.

Für die Differentiation sprechen die gleichlaufende Abfolge und die gemeinsamen Eigenschaften. Der Magmatismus beginnt in beiden Fällen tholeiitbasaltisch und endet auf der selben Stufe mit Daziten bzw. Granodioriten. Die Restlösungen bringen am Ende jeder Abfolge starken Kieselsäureüberschuß und sulfidische Erzlösungen. Beiden Zyklen ist ein auffälliger Na-Reichtum gemeinsam. Eine weitere Diskussion dieser Fragen ist jedoch erst auf Grund exakter chemischer Analysen möglich.

Sicher entstammen die Vulkanite des dritten Zyklus anderen Magmabereichen, da ihre Entwicklung in Richtung einer K-Vormacht verläuft. Auch hier fehlen für weitere Schlüsse noch chemische Analysen.

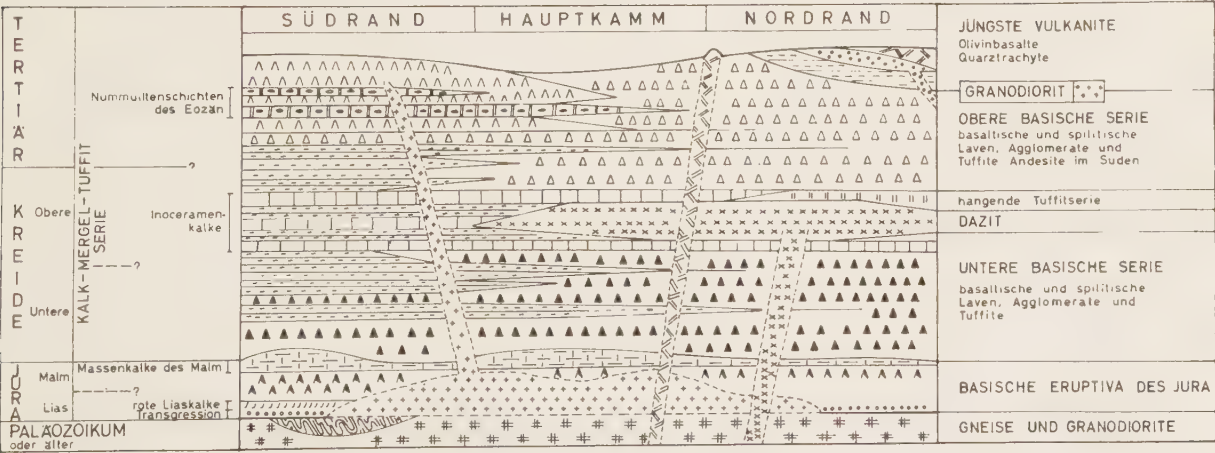


Abb. 3. Schematisches Querprofil durch das Ostpontische Gebirge im Bereich des Harşit-Tales

5. DER BAUPLAN DES OSTPONTISCHEN GEBIRGES ENTLANG DEM HARŞIT-TAL

Der Bauplan des Ostpontischen Gebirges läßt sich in einen Unterbau und in einen Oberbau gliedern. Der Unterbau wird durch prämesozoisches, stark gefaltetes Kristallin beherrscht. Der Oberbau zeigt demgegenüber einen sehr einfachen Bau, wir finden nur Bruchtektonik und Schichtverkipfung einer vulkanischen Gesteinsserie.

5.1 Der Unterbau

Die Beobachtungen zur Tektonik des kristallinen Unterbaues sind auf ein kleines Gebiet im Süden des Profils im Tal von Karamustafa beschränkt. Hier liegen Gneise und Granodiorite. Wie bereits im Abschnitt 2 gezeigt wurde, ist das Alter dieser Gesteine ebenso wenig gesichert wie ihre Zugehörigkeit zu einem variszischen, kaledonischen oder präkambrischen Orogen.

Die Gneise lassen makroskopisch nur mehr einen Beanspruchungsplan erkennen. Es sind dies E-W-streichende B-Achsen, die mit 10° flach nach E eintauchen. Die Kontakte von Gneis zu Granodiorit sind nicht eindeutig intrusiver Natur, stellenweise schalten sich dazwischen mylonitähnliche Zonen ein.

Die Granodiorite werden von Schwerspätgängen durchzogen. Da diese Gänge an der Grenze Unterbau-Oberbau abgeschnitten werden, gehören sie zeitlich und genetisch dem tieferen Stockwerk an. Die Gänge streichen sehr konstant 120° . Die 120° -Richtung findet sich wieder im Bauplan des höheren Stockwerkes.

Präjurassisch wurde dieses alte Orogen stark emporgehoben und durch Erosion zu einem Gebirgsrumpf mit Peneplain abgetragen.

5.2 Der Oberbau

5.21 Der Bauplan

Der Bauplan des höheren Stockwerkes ist durch den starren, kristallinen Unterbau vorgezeichnet, wir finden nur Bruchtektonik und Schichtverkipfung. Im Süden des Gebirges kommt dazu eine großräumige Wellung. Die Summe der Bruchbewegungen liefert im S-N Profil ein Absenken des Gebirges gegen das Schwarze Meer hin. Im Süden ist die Grenze Unterbau-Oberbau in 2000 m Höhe aufgeschlossen, im Norden an der Mündung des Harşit-Flusses liegt der Oberkreide-Horizont mit Dazit in Höhe des Meeresspiegels.

Im Verlauf des Profils vollzieht sich das Absenken jedoch nicht einheitlich, sondern wir finden ein sehr kompliziertes Graben- und Horstsystem.

Die Hauptrichtungen der Bruchsysteme sind 30° und 120° , 50° und 150° .

Es ist unmöglich, ein für das gesamte Profil gültige zeitliche oder relative Ordnung der Störungen aufzustellen, da diese Störungssysteme vom Jura an ständig aktiv waren. Für kleine Bereiche, etwa innerhalb eines Grabens, kann man die eine oder die andere Richtung als älter oder jünger fixieren, was jedoch für eine benachbarte Struktur schon wieder unzutreffend sein kann.

Die Magmen folgten bei ihrem Aufstieg stets den vorgezeichneten Störungsrichtungen. Es läßt sich dabei eine Reihe der bevorzugten Störungsrichtungen beobachten. Für die

untere basische Serie lag der bevorzugte Aufstiegsweg bei 150° . Für den Dazit und Granodiorit – vor allem für deren Gänge und Mineralisationswege – erwies sich die 120° -Richtung als besonders wegsam. Die jüngsten Vulkanite folgten dagegen häufig der von den älteren Vulkaniten nie benützten 30° -Richtung. Neben diesen bevorzugten Aufstiegswegen konnten jedoch auch entlang den anderen Richtungen Magmen gefördert werden; sie treten aber gegenüber der jeweils vorherrschenden Richtung zurück.

5.22 Die einzelnen Bauelemente entlang dem Harşit-Profil

Nachdem man am Taleingang eine kleine flachlagernde Dazitscholle gequert hat, folgt südlich einer 120° -Störung – entlang der auch der junge Quarztrachyt aufgedrungen ist – bis Aslançik eine 20° nach Norden gekippte Schichtfolge mit unterer basischer Serie und Dazit. 120° Brüche versetzten die Schichten in antithetischem Sinn.

Südlich Aslançik wird das Schichtpaket von einem 120° streichenden Dazit-Dyke und von Dazitgängen durchbrochen. Älter als die magmatischen Kontakte sind 50° -Störungen, denn diese werden an den Kontakten abgeschnitten. Vermutlich lag hier bereits vor der Intrusion ein bedeutender Bruch vor, da die Schichtserien nördlich und südlich des Dykes nicht aneinanderpassen.

Im Süden des Dykes fallen die Schichten nach Westen ein. Durch ein System sich überkreuzender Störungen werden die Schichten gegen den Harşit-Fluß grabenartig abgesetzt. Dabei entwickelt sich ein für viele Teile des Ostpontischen Gebirges typischer Baustil, den MAUCHER als „Schachbrett-Tektonik“ bezeichnet hat.

Es sinken einzelne Schollen treppenförmig entlang 120° -Störungen nach Norden ab. gleichzeitig werden diese Schichtstufen nochmals entlang 160° -Störungen nach Osten abgesetzt. Dabei geraten nicht die nördlichen Teilschollen in das Grabentiefste, auch nicht die östlichen, sondern die Schollen, die auf einer diagonalen Linie des sich überschneidenden Störungspaares zu liegen kommen, werden am tiefsten abgesetzt. Diese Grabenbildungen kann man sehr schön an den Kalkbänken verfolgen, die vom P. 793 über Zendinköy zum Harşit-Fluß herunterziehen.

Auch der Flußlauf pendelt zwischen den beiden Störungsrichtungen und folgt damit über längere Strecke gesehen der resultierenden Diagonalen. Die Seitenbäche folgen im allgemeinen dem Verlauf einer einzelnen Störung. Bei der Auswertung der Morphologie im Luftbild erhält man dadurch auch bei dichter Vegetation einen guten Einblick in den Bauplan des Gebietes.

Südlich von Igmur kommen die tieferen Teile des Profils zu Tage. Bei Kozköy stehen die Marmore an, die den Malm-Massenkalken entsprechen. Darunter folgen annähernd parallel zu diesem Horizont die Granodiorite. Der Intrusionskontakt reicht maximal an die Marmore heran.

Im Güdülderese grenzen die Granodiorite an den Marmor. Südlich vom Ort Harşit folgen die Marmore dem flach nach Süden fallenden Kontakt bis Törnük.

Bei Törnük tauchen die Granodiorite unter die Talsohle ein. Bei Çatalkaya bringt ein schon mehrfach erwähnter großer Sprung die Granodiorite wieder bis auf 1000 m Höhe. Die Sprunghöhe beträgt mindestens 500 m. Die Störung streicht 30° und läßt sich mehrere Kilometer nach Nordosten verfolgen, da an ihr ein junger Quarztrachyt aufgedrungen ist, der als Härtling das umgebende Gelände überragt.

Auch südöstlich dieser Störung verläuft am Kizilaldag der Kontakt in etwas größerer Entfernung wieder parallel dem Marmorhorizont. Der Granodioritaufbruch von Kürtün steht mit den Marmoren in unmittelbarem Kontakt.

Die Hangengdrenze des Granodiorites, die mit auffälliger Konstanz über große Strecke hin (etwa 30 km) annähernd konkordant dem Schichtverband folgt, deutet eine lakko-

lithartige Intrusion an. Bezeichnend für einen Lakkolithen ist auch die Oberflächennähe der Intrusion und die flache Wölbung der Hangendgrenze.

Weitere Anhaltspunkte geben die Kontakterscheinungen. Die Kontakte gegen das Nebengestein sind meist scharf; was wir an Assimilationskontakten finden, reicht nicht aus, um genügend Raum für die Intrusion zu schaffen. Der Granodiorit hat daher vermutlich während der Intrusion sein relativ dünnes Dach gehoben. Als „Schichtfuge“ zur Intrusion bietet sich die Grenze von Unterbau zu Oberbau. Da jedoch die Liegendgrenze nicht aufgeschlossen ist, muß der eindeutige Nachweis der Lakkolith-Natur des Intrusivkörpers einer Strukturanalyse vorbehalten bleiben.

Das Gebirge nördlich von Kürtün zeigt allgemein Schichtneigung nach SE und nur geringfügige Bruchtektonik. Zwischen Kürtün und Torul wird die Bruchtektonik lebhafter. Durch zahlreiche kleine Bruchstufen mit Verwurfsbeträgen zwischen 10 m und 100 m werden die gesamte Schichtfolge um mehr als 1000 m versetzt. Von Kürtün nach Osten über Karaçukur steigt die Bruchterasse an, um dann bei Koryana um denselben Betrag wieder abzufallen. So liegt Kürtün in einem etwa 50° streichenden tektonischen Graben und parallel dem Gebirgszug von der Karaçukur-Yayla zum Horosdaglari verläuft ein tektonischer Horst.

Südlich von Torul verlieren sich die starken Bruchbewegungen wieder und es herrscht ein großräumiger schwacher Muldenbau, an dessen Südflügel im Karamustafa-Tal der paläozoische Untergrund auftaucht.

Wir finden zwei Muldenstrukturen, deren Achsen SE-NW streichen und nach NW zu ansteigen. Die erste Großmulde quert das Çit-Tal und streicht am Yedidaglar aus. Getrennt durch eine 120° streichende Bruchzone folgt südlich im Ertabil-Tal die zweite Großmulde, die ebenfalls nach NW austreicht. Am Südflügel dieser Mulde taucht der paläozoische Unterbau auf.

Nach GATTINGER (1959) ist diese Muldenstruktur der westlichste Ausläufer der Çoruh-Senke, die sich nicht in der Kelkit-Senke fortsetzt, sondern über Gümüşhane dem Harşit-Tal ins Çit-Tal folgend im pontischen Gebiet ausläuft.

6. ZUSAMMENFASSUNG DER GEOLOGISCHEN GESCHICHTE

Prämesozoisch wird der Unterbau des Ostpontischen Gebirges, der kristalline Teile eines alten Orogens enthält, konsolidiert. Bis zum Jura erfolgt Abtragung des alten Gebirges, es entsteht eine Peneplain. Im unteren bis mittleren Lias transgrediert vom Süden her das Meer aus dem Tethystrog über diesen zur Peneplain eingeebneten Gebirgsrumpf. Gleichzeitig mit der Transgression beginnt der kristalline Unterbau zu zerbrechen, auf den Bruchlinien steigt Magma auf, und es setzt ein durch das ganze Mesozoikum bis ins Quartär anhaltender Magmatismus ein.

Das magmatische Geschehen läuft in drei Zyklen ab. Der erste Zyklus beginnt mit Tholeiitbasalten und Spiliten im Jura und endet in der Oberkreide mit Dazit. Im Gefolge der Dazite entstehen im subvulkanischen und vulkanischen Bereich aus kieselsäurereichen Restlösungen Sulfiderzlagerstätten.

Der zweite Zyklus setzt in der Oberkreide wieder mit Tholeiitbasalten und Spiliten ein und wechselt im Tertiär von effusivem, andesitischen Vulkanismus zu intrusivem Plutonismus. Es dringen oberflächennah Granodiorite vermutlich lakkolithartig in die vulkanische Gesteinsserie ein. Mit sauren Restlösungen folgt eine Sulfiderz-Mineralisation im plutonischen Niveau. Die Vulkanite beider Zyklen sind durch Na-Reichtum gekennzeichnet; in

beiden Fällen verläuft die magmatische Abfolge von basisch nach sauer und die einzelnen Glieder der Abfolge entsprechen sich jeweils in ihrem Chemismus.

In einem dritten magmatischen Zyklus werden im Jungtertiär und Quartär Vulkanite mit K-Vormacht gefördert. Wir finden Olivinbasalte, sowie trachytische und leucitische Gesteine.

Der Vulkanismus läuft vorwiegend submarin ab und so finden sich als Zeitmarken zwischen den Vulkaniten marine Sedimente eingelagert, die in einem Flachmeer, das mit dem südlich gelegenen Tethystrog in Verbindung stand, abgesetzt wurden. Marine Einschaltungen mit Kalken und Kalkmergeln erscheinen besonders im Lias, Malm, Neokom, Senon und Alt-Tertiär.

Die Folge magmatischer und sedimentärer Gesteine, wie sie im Profil des Harşit-Tales aufgefunden wurden, besitzt im Ostpontischen Gebirge regionale Verbreitung. Die Grundzüge dieses Profiles sind bisher zwischen Giresun und Murgul über 400 km im Ostpontischen Gebirge bekannt geworden (vgl. GATTINGER, 1959, MAUCHER, 1960, SCHULTZE-WESTRUM). So möchte ich diese Gesteinsfolge als die *Ostpontische Serie* bezeichnen. Die Ostpontische Serie reicht vom Jura bis in das Quartär hinein und umfaßt eine etwa 2000–3000 m mächtige Folge magmatischer Gesteine, der Sedimente zwischengelagert sind. Im Untergrund liegt diese Serie auf einem alten, kristallinen Rumpf. Es finden sich in der Ostpontischen Serie keine Anzeichen einer Geosynklinalentwicklung.

Der Bau des Ostpontischen Gebirges ist germanotyp und durch Bruchtektonik gekennzeichnet, wobei das Gebirge in ein kompliziertes Graben- und Horst-System zerlegt wird. Es findet sich weder eine Faltungs- noch eine Überschiebungstektonik, wie dies bisher allgemein in Analogie zum Westpontischen Gebirge angenommen wurde. Ich möchte daher die alte Bezeichnung OSWALDS (1912) *Ostpontische Scholle* wieder aufgreifen. Er hat die erste und beste Charakteristik für dieses Gebirge gegeben. Den Faltenstrang eines jungen Alpiden-Orogens durch dieses Gebiet zu legen, halte ich nicht für gerechtfertigt.

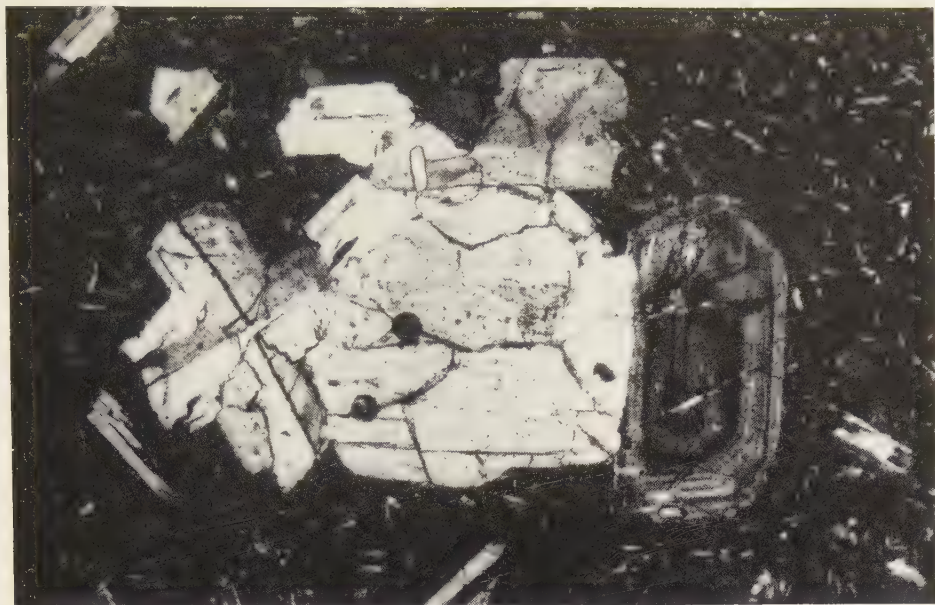


Abb. 9

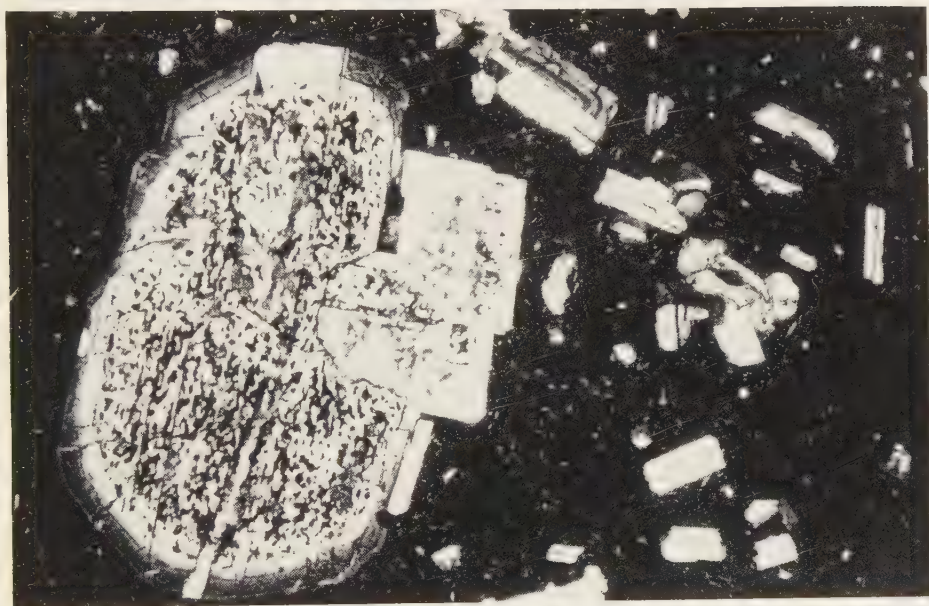


Abb. 10



Abb. 11

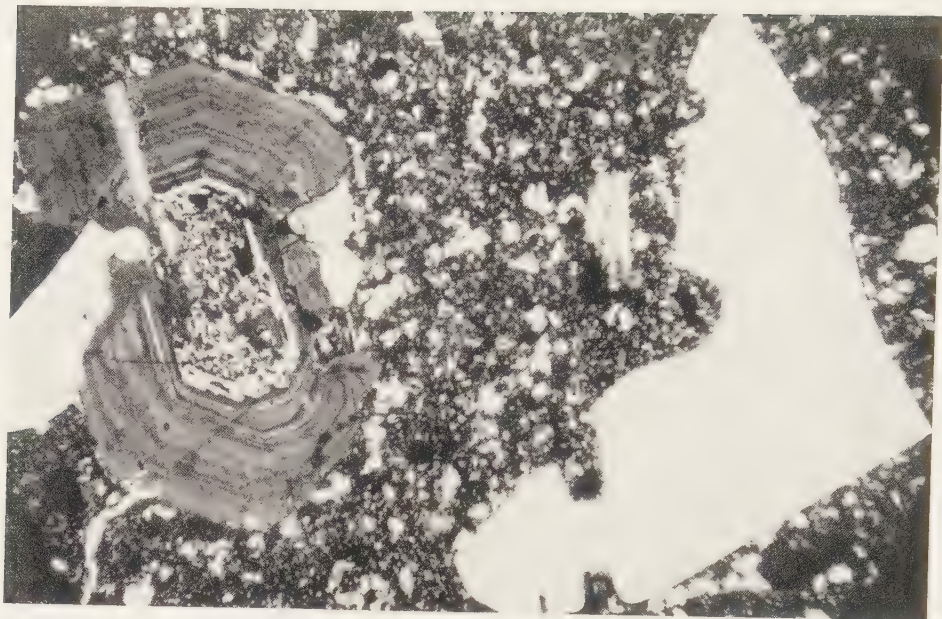


Abb. 12

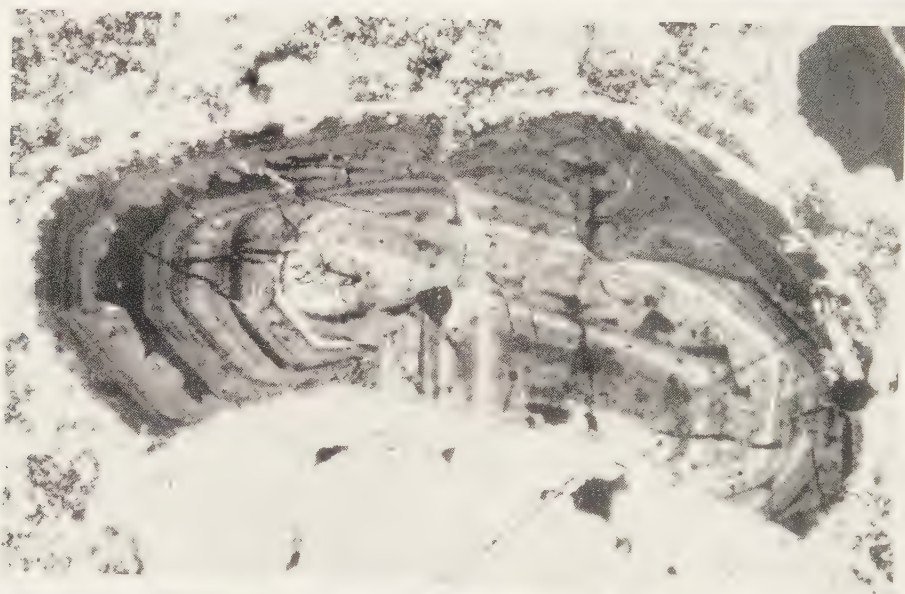


Abb. 13



Abb. 14

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN V/VI

Abbildung 9: Plagioklase orientiert nach den Kristallflächen an Orthopyroxen (Bildmitte) angelagert (Basaltagglomerat bei Aslançik). Dunkler Plagioklas (rechts) mit Zonarbau; das Plagioklaskreuz (links) entsteht aus einer Zwillingsverwachsung. – Dünnschliff (Verg. 100 ×, Nic. +).

Abbildung 10: Aufgeblähter, gefüllter Plagioklas neben Plagioklaseinsprenglingen in „Normalgröße“. (Basaltagglomerat bei Aslançik). Der Plagioklaskern ist mit Chlorit gefüllt und umhüllt von einschlußfreien Wachstumszonen (im Bild dunkel). – Dünnschliff (Verg. 32 ×, Nic. +).

Abbildung 11: Zwischenmasse der Agglomerate (untere basische Serie am Alaça-Dag). Poröse Schmelzfetzen liegen in einer schwarzen, erzeichen Glasgrundmasse. Die Mandelräume sind verschieden stark deformiert, so links oben: im Druckschatten eines Plagioklaseinsprenglings aufgebläht, daneben zu dünnen Spindeln ausgezogen. – Dünnschliff (Verg. 32 ×, Nic. =).

Abbildung 12: Dazit (südlich Inköy). Quarz- und Plagioklaseinsprengling in silifizierter Grundmasse. Der zonar gebaute Plagioklas (links) ist im Kern albitisiert. – Dünnschliff (Verg. 32 ×, Nic. +).

Abbildung 13: Gestörte Zonenfolge in einem Plagioklas aus dem Dazit. Einzelne Zonen sind korrodiert und zeigen tiefe Buchten. Die äußere Hülle (weiß) ist Albit. – Dünnschliff (Verg. 100 ×, Nic. +).

Abbildung 14: Quarzalbitit bei Törnük. Die Albite sind durch zahlreiche Einschlüsse und Umwandlungen stark getrübt. – Dünnschliff (Verg. 32 ×, Nic. +).

D. LITERATURVERZEICHNIS

- (1) ABICH, H.: Aperçu de mes voyages en Transcaucasie en 1864. Bull. Acad. Sci. V, 17. Petersburg 1865.
- (2) – Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. – 3 Bände, Atlas, Wien 1878–1887.
- (3) AKOL, R. & ALPAY, B.: Lead, zinc and copper ore deposits in the provinces Giresun and Ordu. – M. T. A. Rap. 2216 (unveröff.), Ankara 1951.
- (4) AMSTUTZ, G. C.: Geologie und Petrographie der Ergußgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. – Zürich 1954.
- (5) – Spilitic Rocks and Mineral Deposits, Missouri School of Mines, Rolla Missouri. Technical Series, No. 96. 1958.
- (6) – The copper deposits Caprichosa and Antachajra in Central Peru (With notes in ore genesis in general). N. Jb. Min. Abh. 94, Festband Ramdohr, S. 390–429. Stuttgart 1960.
- (7) ARNI, P.: Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. – M. T. A. Mec. Ser. B, Abh. Nr. 4, Ankara 1939.
- (8) BATSEWITSCH, L.: Zur Geologie des Gouvernements Kutais. Geologische Beschreibung der Kreise Batumi und Artwin. Mater. z. Geol. d. Kaukasus. 2. Serie, I. Tiflis 1887. Referat in Neu. Jb. Min. 1889, II. S. 107.
- (9) BAYKAL, F.: Recherches géologiques dans la région de Kelkit – Şiran. – Rev. Fac. Sc. Uni, Istanbul, Ser. B, XVIII, Fas. 4, Istanbul 1952.
- (10) BLANKK, E.: Die Entwicklung des Pontus im oberen Tertiär. – Monatsbericht deutsch. geol. Ges. 1910 230–240.
- (11) BLUMENTHAL, M.: Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphischen – tektonischen Grundzüge. – Ecl. Geol. Helv., 39, Nr. 2, S. 277–289, Basel 1946.
- (12) – Orta ve Asagi Yeşilirmak bölgelerinin jeolojisi hakkında. (Geologie und Tektonik des mittleren und unteren Yeşilirmak). METEA, dergisi Serie D, No. 4, 1950.
- (13) BORCHERT, H.: Die Chrom- und Kupfererzlagertstätten des initialen ophiolitischen Magmatismus in der Türkei. Veröff. Inst. für Lagerstättenforschung der Türkei No. 102. Ankara 1958.
- (14) BURRI, C. & NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. – Zürich 1945.
- (15) COOMBS, D. S., ELLIS, A. J., FYFE, W. S. & TAYLOR, A. M.: The Zeolith Facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. Geochem. et. Cosmochimica acta, Vol. 17. 1/2. 73–107, London, 1959.
- (16) EGERAN, N. & LAHN, E.: Note on the tectonic position of Northern and Central Anatolia. METEA No. 16, 1951.
- (17) ERGUVANLI, K.: Trabzon – Gümüşhane arasındaki Bölgenin jeolojik etüdü hakkında rapor. – M. T. A. Rap. 2273 (unveröff.) Ankara 1950.
- (18) FLIEGEL, G.: Über kretazische Deckengraben im pontischen Gebirge. Zsch. D. Geol. Ges. 72, Monatsber. 1920.
- (19) FRECH, F.: Geologische Beobachtungen im pontischen Gebirge. „Oberkreide, Flysch und mitteltertiäre Masseneruptionen bei Trapezunt, Kerasun und Ordu“. – N. Jb. Min., 1910, I., S. 1–24, Stuttgart 1910.
- (20) GATTINGER, T. E.: Erläuterungen zum Blatt Trabzon der geologischen Karte 1 : 500000 der Türkei. – M. T. A. Publ. (im Druck).

- (21) GRUSS, H.: Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – N. Jb. Min. Abh. 92, S. 47–107, Stuttgart 1959.
- (22) HAMILTON, W. J.: Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia. – London 1842.
- (23) HATCH, F. H. & WELLS, A. K. & WELLS, M. K.: The Petrology of the igneous rocks. – London 1956.
- (24) JOHANNSEN, A.: A descriptive petrography of the igneous rocks. – Vol. I–IV, Chigaco 1931–38.
- (25) KAADEN, G. v. D.: Optical studies on natural Plagioklase feldspars with high- and low- temperature – optics. Diss. Utrecht, 1951.
- (26) – On copper prospecting in Turkey. – M. T. A. Rap. (unveröff.), Ankara 1958.
- (27) KAHNER, C.: Die Kupferlagerstätte Murgul in der nordöstlichen Türkei. Inaugural-Dissertation, Bonn, 1958.
- (28) KETIN, I.: Über die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordostanatolien. – Rev. Fac. Sc. Uni. Istanbul, Ser. B, XVI, Fas. 2, Istanbul 1951.
- (29) – The orogenic evolution of Turkey. – M. T. A. Bul. 53, S. 82–88, Ankara 1959.
- (30) – Notice explicative de la carte tectonique de Turquie au 1 : 2500000. – M. T. A. Bul. Nr. 54, S. 1–7, Ankara 1960.
- (31) KIEFT, C.: Étude de quelques gisements de Cuivre dans la Region de Tirebolu. METEA-Archiv No. 2311, 1955.
- (32) – Quelques remarques sur les gîtes métallifères du bassin du fleuve Harşit. M. T. A. (foreign Edition) 48, 1956, S. 59–67.
- (33) KLEINSORGE, H.: Geologie und Vererzung des Murgultales. Bericht an die Etibank. Dez. 1946. (unveröff.)
- (34) KOSSMAT, F.: Geologische Untersuchungen in den Erzdistrikten des Vilayets Trapezunt Kleinasien. – Mitt. Geol. Ges. Wien III, S. 215–284, Wien 1910.
- (35) KOVENKO, V.: Mines de cuivre de Kuvvarshan de la région d'Artvin. M. T. A. 7, 1942, 230–266.
- (36) – Région des mines de pyrite cuivreuse de Karaerik, d'Ağlik, d'Israil et d'autres mines des environs d'Esbiye et de Görele (Vilâyet de Giresun). M. T. A. 8, 1943, 192–222.
- (37) KRAUS, E.: Ergebnisse der nordalpinen Flyschforschung. Geol. Rdsch. 32, 188–303, Stuttgart 1941.
- (38) – Die Orogene Ostanatoliens und ihre Schubweiten. – M. T. A. Bul. 51, S. 1–7, Ankara 1958.
- (39) LACROIX, A.: Les roches volcaniques a leucite de Trebisonda. – C. R. Ac. Sci. CXXVIII, I., S. 128–130, Paris 1899.
- (40) LEUCHS, K.: Der Bauplan Anatoliens. – N. Jb. f. Min., Abt. B, Mh., Jg. 1943, S. 33–71, Stuttgart 1943.
- (41) MARSHALL, P.: Acid rocks of the Taupo – Rotorua volcanic district. – Royal Soc. New Zealand, Transact. 64, 1935.
- (42) MAUCHER, A.: Die Kieserze von Keltaş, ein Beispiel submariner Gleitfalten in exhalativ-sedimentären Erzlagerstätten. – N. Jb. Min., Abh. 94, Festband Ramdohr, S. 495–505, Stuttgart 1960.
- (43) NEBERT, K.: Das Anatolische Orogen vom Standpunkt der Undationstheorie. – M. T. A. Bulletin (Foreign edition), 56, 1961, S. 17–25.
- (44) NOWACK, E.: Kreideentwicklung und Großtektonik in Nord-Anatolien. – Zbl. f. Min., Abt. B., Jg. 1932, S. 286–299, Stuttgart 1932.
- (45) OSSWALD, F.: Armenien. – Handbuch der regionalen Geologie, H. 10, V. 3, Heidelberg, 1912.
- (46) PETRASCHECK, W. E.: Über die ostmediterranen Gebirgszusammenhänge. – Abh. D. Akad. Wiss., Berlin. Kl. III. H. 1, Kraus-Festschrift, S. 9–18, Berlin 1960.
- (47) PHILIPPSON, A.: Kleinasien. Handbuch der regionalen Geologie, Heft 22, 1918.
- (48) PINAR, N. & LAHN, E.: La position tectonique de l'Anatolie dans le système orogénique méditerranéen. Comptes Rend. 19. Congr. Géol. Int. Sect. XV. Fasc. XVII, 171–180. Alger 1954.

- (49) POLLAK, A.: Die Lagerstätte Lahanos im Vilâyet Giresun an der Türkischen Schwarzmeerküste. M. T. A. Bulletin (Foreign edition) 56, 1961. S. 26–39.
- (50) RITTMANN, A.: Die Plagioklasbestimmung nach der Zonenmethode. – Schweiz. min. petr. Mitt., 9, S. 1–46, Zürich 1926.
- (51) ROMBERG, H.: Kurze Übersicht über die Kupfervorkommen in der Türkischen Republik. – M. T. A. Rap. (Etibank, unveröff.), Ankara, 1958.
- (52) ROSENBUSCH, H.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. II Die massigen Gesteine. – 4. Aufl., Stuttgart 1907/08.
- (53) SAWARITZKI, B. A.: The Spilit-Keratophyrformation in the area of its occurrence in the Ural mountains. Pap. Geol. Inst. Acad. Sci. USSR. 24, 1946.
- (54) SCHNEIDERHÖHN, H.: Die Kupfererzlagerstätte Murgul im Schwarzmeer-Küstengebiet, Provinz Çoruh, Nordost-Türkei. Erzmetall, VIII, 1955, S. 468–478.
- (55) SCHUBERT, E.: Kreide und Eozänflysch von Ordu am Schwarzen Meer. Verh. K.u.K. Reichsanstalt, Wien 1901, S. 94.
- (56) STAUB, R.: Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin 1928.
- (57) – Der Bau der Alpen. – Bern 1924.
- (58) STILLE, H.: Zur Herkunft der Magmen. Abh. Preuß. Akad. d. Wiss. Math.-Naturw. Kl. No. 19, 31. 1939.
- (59) – Der „subsequente“ Magmatismus. Miscellanea Academica Berolinesa, Berlin, 1–25. 1950.
- (60) – Zur Ökologie der kimmerischen Faltung. Roemeriana 1, Dahlgrün-Festschrift. 1–22. Clausthal-Zellerfeld 1954.
- (61) TCHIHATCHEFF, P. de: Kleinasien. – Leipzig 1887.
- (62) TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin, Verlag d. Deutschen Mineralog. Ges. 1935.
- (63) WALTHER, H. W.: Orogen-Structur und Metallverteilung im östlichen Zagros (Südost-Iran). Geol. Rundschau 50, 1960, S. 353–374.
- (64) WIJKERSLOOTH, P. de: Bericht über die Untersuchungsergebnisse einer im Sommer-Herbst 1941 durchgeführten Prospektionsreise in den Vilayets Giresun u. Trabzon sowie Gümüşhane. – M. T. A. Rap. Nr. 1383, Ankara 1942.
- (65) – Einiges über die Erzprovinz des östlichen Schwarzmeer-Küstengebietes, insbesondere über die Kupferlagerstätte von Kuvarshane (Vil. Çoruh). – M. T. A. Mec., 11, S. 102–120, Ankara, 1946.
- (66) WILLIAMS, H. & TURNER, F. J. & GILBERT, Ch. M.: Petrography. – San Francisco 1958.
- (67) WINCHELL, A. N.: Elements of Optical Mineralogy. – New-York, 1951.
- (68) ZEIL, W.: Merkmale des Flysch. Abh. deutsche Akad. d. Wiss. Berlin. Kl. III (Kraus-Festschrift) 1960. S. 206–215.
- (69) ZIMMER, E.: Murgul bakir madeni. (Die Kupfergrube Murgul). M. T. A. 3, 1938, S. 13–28.

LEBENS LAUF I

Ich, Hans Helmut Schultze-Westrum, wurde am 11. 8. 1925 zu Paderborn, als Sohn des heute in Chile, S. A. tätigen Geodäten Hans-Siegmund Schultze-Westrum und seiner Ehefrau Luise, geb. Sauerbruch, geboren.

Nach Besuch der Volksschule trat ich in die Oberschule für Jungen zu Herdecke/Ruhr ein und von dort 1943 in die Offizierslaufbahn der Kriegsmarine über.

Aus der Kriegsgefangenschaft zurück, legte ich nach Abschluß eines neunmonatigen Förderkurses für Kriegsteilnehmer an der Oberschule für Jungen in Witten/Ruhr im September 1946 die Reifeprüfung ab.

Im Wintersemester 1949/50 begann ich mit dem Studium für Bauingenieurwesen an der Technischen Hochschule München. Das Geologie-Studium begann ich im Wintersemester 1950/51 an der Universität Münster/Westfalen, wo ich bis zum Sommersemester 1951 blieb.

Nach einem Semester Geologie und Petrographie an der Universität Graz ging ich an die Universität München zurück, um hier mein Geologiestudium zu beenden. Vom Mai 1955 bis Dezember 1957 war ich dortselbst am geologischen Institut als Hilfsassistent angestellt. Die Diplom-Geologenprüfung legte ich im Februar 1958 ab. Die Arbeit behandelte einen Teil der trientiner Bergbauprovinz, die Lagerstätte Doss le Grave bei Trient, Italien.

Seit Mai 1958 bin ich am M. T. A.-Enstitüsü Ankara („Staatliches Lagerstättenforschungsinstitut der Türkei“) angestellt. Vorliegende Dissertation ist ein Teilergebnis meiner dreijährigen geologisch-lagerstättenkundlichen und hydrogeologischen Untersuchungen.

Ich bin seit Dezember 1956 verheiratet (2 Kinder).

München, im April 1961

Hans-Helmut Schultze-Westrum

LEBENS LAUF II

Als Sohn des Bankdirektors Ludwig Zankl und seiner Frau Elisabeth geborene Moreth, wurde ich am 16. 4. 1933 in Bad Reichenhall geboren. In Bad Reichenhall besuchte ich die Volksschule sowie die Karls-Oberrealschule, an der ich 1952 die Reifeprüfung ablegte. Nach einjähriger Bergbaupraxis im Ruhrkohlenbergbau immatrikulierte ich mich 1953 an der Ludwig-Maximilians-Universität zu München in der Naturwissenschaftlichen Fakultät mit der Fachrichtung Geologie. Im Juli 1958 legte ich dort meine Prüfung zum Diplom-geologen ab. Das Thema der Diplomarbeit lautete: Der geologische Bau der Torrenner-Joch-Zone und die Pb-Zn-Lagerstätte „Königsberg“. Vom August 1958 bis Februar 1960 war ich in der Türkei am staatlichen Institut für Lagerstättenforschung in Ankara für geologisch-lagerstättenkundliche Aufgaben im östlichen Schwarzmeergebiet angestellt. Die dort gesammelten Beobachtungen habe ich am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München zur Dissertation ausgearbeitet. Derzeit bin ich als wissenschaftlicher Assistent am Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin tätig.

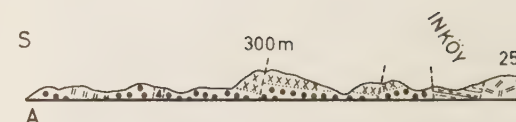
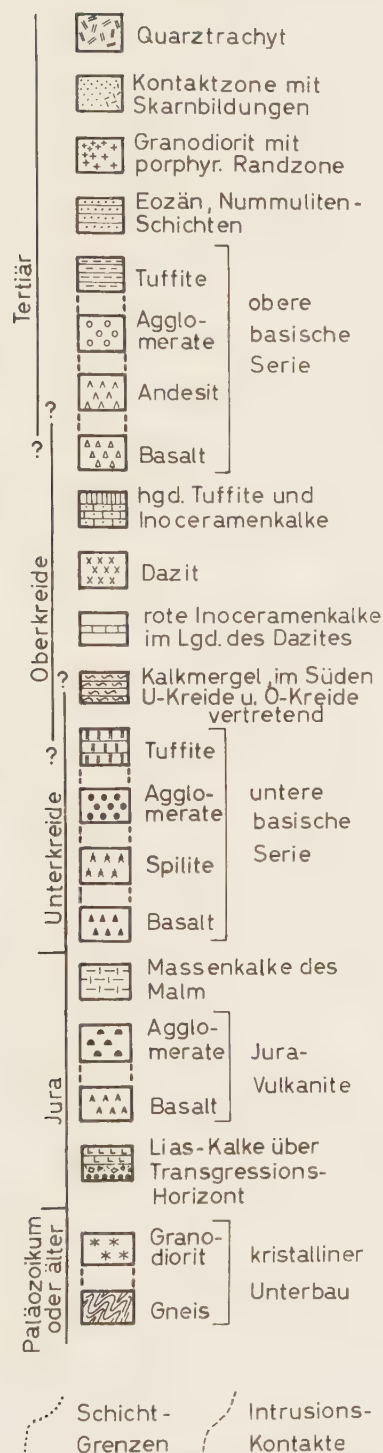
Berlin, den 3. 6. 1961

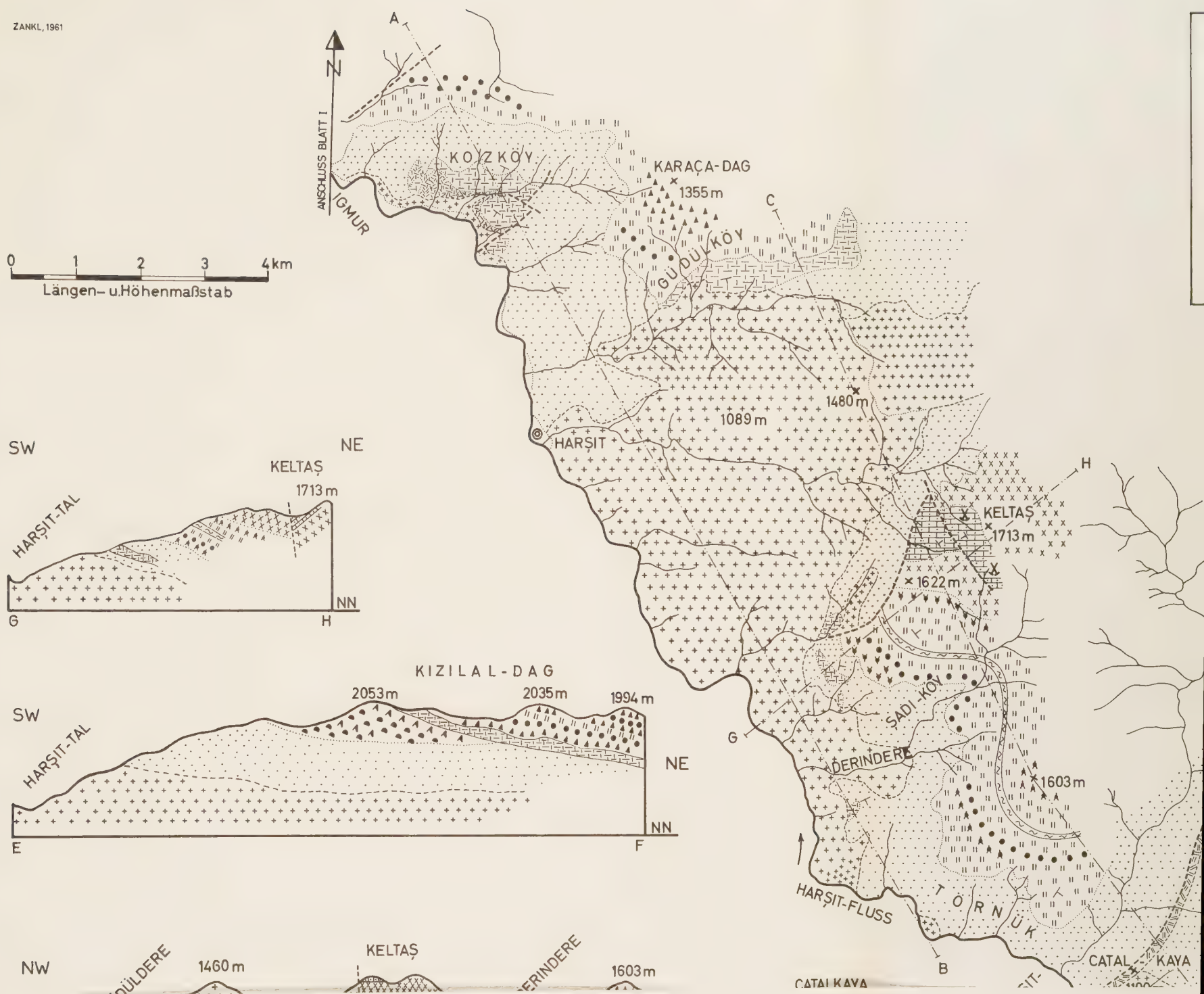
Heinrich Zankl

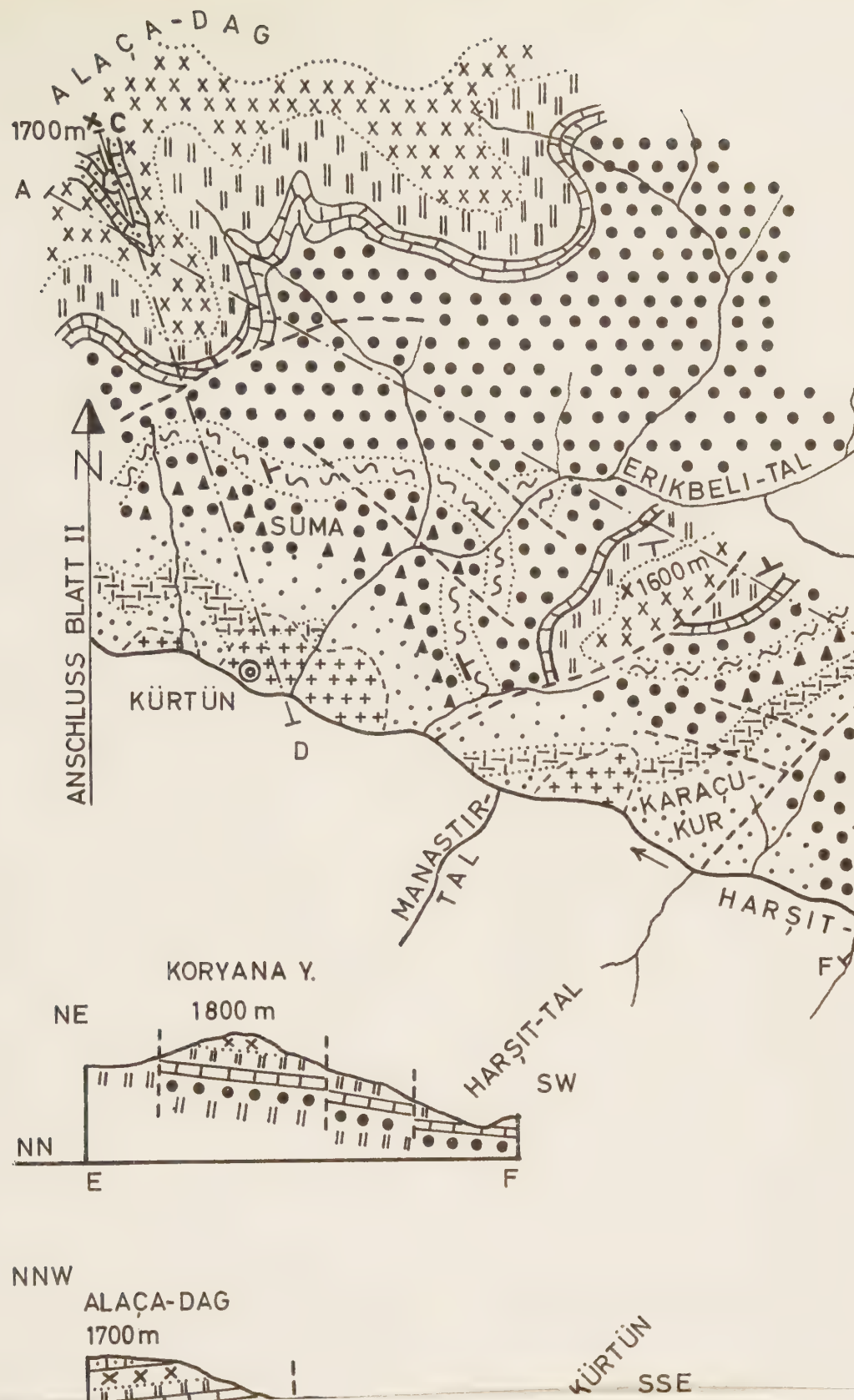
GEOLOGISCHE KARTEN UND DURCH DAS OSTPONTIS IM BEREICH DES HA

BLATT I: KÜSTE BI

LEGENDE







GEOLOGISCHE KARTE U DURCH DAS OSTPON IM BEREICH DES HA

BLATT III: KÜRTÜ

LEGENDE

GEOLOGISCHE KARTE UND PROFILSERIE
DURCH DAS OSTPONTISCHE GEBIRGE
IM BEREICH DES HARŞIT-TALES

BLATT IV: TORUL - SÜDRAND

0 1 2 3 4 km
Längen- u. Höhenmaßst.

